

**Vergleich mehrerer Methoden
zur Bestimmung der Intensität des
Erdmagnetfeldes an rezenten Laven
und ihre Anwendung auf mesozoische
und paläozoische magmatische Gesteine**

Christian Schweitzer

1975
—



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546706_0011

Vergleich mehrerer Methoden zur Bestimmung der
Intensität des Erdmagnetfeldes an rezenten Laven
und ihre Anwendung auf mesozoische und paläozoische
magmatische Gesteine

Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität zu München

vorgelegt von Christian Schweitzer

Januar 1975



1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Soffel

2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister

Tag der mündlichen Prüfung: 26.2.1975

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
1. Vorspann.....	1
2. Geschichte der Paläointensitätsmessungen....	2
3. Problemstellung und Stand der Forschung.....	9
3.1. Problem der Erzeugung der künstlichen Thermoremanenz.....	9
3.1.1. Behandlung der Proben.....	9
3.1.2. Probenauswahl.....	10
3.1.3. Methodenwahl.....	11
3.1.4. Eignungskriterien.....	12
3.2. Problem der primären Thermoremanenz....	13
4. Methoden zur Bestimmung der Paläointensität.	15
4.1. Methode der stufenweisen thermischen Entmagnetisierung (Methode THELLIER)....	15
4.1.1. Richtungskontrolle.....	17
4.2. Methode der stufenlosen thermischen Entmagnetisierung (Methode WILSON).....	19
4.3. Methode der Wechselfeld-Entmagnetisie- rung (Methode VAN ZIJL).....	22
4.4. Methode der anhysteretischen remanenten Magnetisierung (Methode der ARM).....	25
4.5. Methode nach TANGUY.....	28
5. Beschreibung der Meßapparaturen.....	29
5.1. Thermische Entmagnetisierungsanlage....	29
5.2. Meßapparatur für die Methode WILSON....	33
5.3. Apparatur für die Wechselfeld-Entmagne- tisierung.....	34
6. Weitere gesteinsmagnetische Untersuchungs- methoden.....	36

	Seite
6.1. Magnetische Untersuchungsmethoden.....	37
6.1.1. Messung mit der magnetischen Pendelwaage.....	37
6.1.2. Messung der remanenten Magnetisierung.....	38
6.1.3. Messung der Anfangs-Suszeptibilität.	39
6.1.4. Messung der Hystereseschleife.....	40
6.2. Untersuchungen mit dem Erzmikroskop.....	40
7. Intensitätsmessungen zur Methodenkontrolle.....	42
7.1. Basalte mit entmischten Titanomagnetiten.	43
7.1.1. Ätna.....	43
7.1.2. Ischia.....	60
7.2. Basalte mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten.....	63
7.2.1. Erzmikroskopie und $I_s(T)$ -Kurve.....	64
7.2.2. Intensitätsmessungen und weitere gesteinsmagnetische Messungen.....	66
7.3. Diskussion der Ergebnisse	67
7.3.1. Verhalten verschiedener basaltischer Lavaproben gegenüber Aufheizen als Funktion ihres Grades der Hoch- temperatur-Oxydation.....	68
7.3.2. Methodenvergleich und Eignungskriterien.....	76
7.3.3. Korrekturfaktor (CARMICHAEL).....	82
8. Intensitätsmessungen an postglazialen isländischen Laven.....	85
8.1. Probenentnahme.....	86
8.2. Altersbestimmung.....	87
8.3. Paläomagnetische Messungen.....	88
8.4. Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve.....	91
8.5. Intensitätsmessungen.....	93
8.6. Ergebnis.....	94

9. Messungen der Paläointensität des Erdmagnetfeldes an mesozoischen bis paläozoischen Eruptivgesteinen.....	98
9.1. Paläointensitätsmessungen an kretazeischen bis jurassischen Basalten aus Schonen, Südschweden.....	100
9.1.1. Probenentnahme.....	101
9.1.2. Altersbestimmung.....	101
9.1.3. Paläomagnetische Untersuchungen...	102
9.1.4. Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve.....	107
9.1.5. Paläointensitätsmessungen.....	108
9.1.6. Ergebnis.....	111
9.2. Permische Eruptivgesteine aus dem Nahe-Gebiet.....	111
9.2.1. Proben und Probenentnahme.....	112
9.2.2. Paläomagnetische Untersuchungen...	116
9.2.3. Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve.....	116
9.2.4. Paläointensitätsmessungen.....	118
9.2.5. Ergebnisse.....	123
10. Problem der viskosen remanenten Magnetisierung (VRM) und zeitliche Stabilität der fossilen Thermoremanenz.....	127
11. Überblick über die Variation der Paläointensität des Erdmagnetfeldes für verschiedene geologische Zeiten.....	136
12. Zusammenfassung.....	139
Literaturverzeichnis.....	145
Bezeichnungen und Einheiten.....	157
Danksagungen.....	158
Lebenslauf.....	159
Anhang.....	160

1. Vorspann

Magmatische Gesteine und Artefakte (gebrannte Tone, Ziegelsteine) erwerben bei ihrer Abkühlung im Erdmagnetfeld unter die Curie-Temperatur ihrer ferrimagnetischen Mineralien eine remanente Magnetisierung, die nach KOENIGSBERGER (1930) als Thermoremanenz bezeichnet wird. Im allgemeinen ist die Richtung der Thermoremanenz dem äußeren Feld parallel gerichtet und diesem für nicht zu große Feldstärken in ihrer Intensität proportional (KOENIGSBERGER 1936, THELLIER 1938):

$$(1) \quad J_{rn} = a \cdot F \quad (F < 1 \text{ Oe})$$

Werden die magmatischen Gesteine und Artefakte im Labor über ihre Curie-Temperatur aufgeheizt und im Laborfeld H abgekühlt, so erwerben sie eine künstliche Thermoremanenz, für die angenommen wird:

$$(2) \quad J_{rt} = a \cdot H$$

Aus (1) und (2) folgt:

$$(3) \quad F = \frac{J_{rn}}{J_{rt}} \cdot H$$

Bei Kenntnis des Laborfeldes H kann durch die Messung der natürlichen und künstlichen Thermoremanenz die Information über die Intensität des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Abkühlung eines Gesteins (Paläointensität) bestimmt werden. Diese im Prinzip einfache Methode stößt auf Schwierigkeiten, die die Forscher zunächst abgehalten haben, neben den Messungen der Paläorichtung an magmatischen Gesteinen auch deren Paläointensität zu bestimmen.

2. Geschichte der Paläointensitätsmessungen

Der erste, der meines Wissens das Prinzip der Methoden zur Bestimmung der Paläointensität formulierte, die die Thermoremanenz von magmatischen Gesteinen und Artefakten verwenden, war FOLGHERAITER (1899). In seiner Arbeit über die Säkularvariation der Inklination des Erdmagnetfeldes, die er aus Messungen an etruskischen Vasen bestimmte, schreibt er: "On pourrait aussi arriver à quelques conclusions sur l'intensité du champ terrestre en recuisant des vases anciens et en comparant les intensités des magnétisations acquises, ancienne et actuelle, mais des mesures sur les vases cuits et recuits à plusieurs reprises m'ont montré que cette méthode conduisait à des résultats trop incertains."

Offensichtlich fand diese Bemerkung wenig Beachtung, denn erst KOENIGSBERGER (1934, 1936) verwendete neben der Richtung auch die Intensität der Thermoremanenz von magmatischen Gesteinen. Bei der Erforschung der Thermoremanenz fiel KOENIGSBERGER schon früh auf, daß der nach ihm benannte Q-Faktor, das Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung, mit zunehmendem Alter der Gesteine abnimmt. Als Arbeitshypothese für dieses Phänomen bot sich KOENIGSBERGER eine spontane Abnahme der ursprünglichen Thermoremanenz an, deren Zeitkonstante durch die Ferromagnetika und deren Koerzitivkraft bestimmt ist. Durch den Vergleich der natürlichen remanenten Magnetisierung mit der künstlichen Thermoremanenz, die die Gesteinsprobe durch Abkühlen in dem Feld erhält, dessen Intensität gleich der Erdfeldstärke am Pro-

schwächer als heute gewesen sein konnte. Eventuelle Oszillationen in der Intensität des Erdmagnetfeldes konnten bei dem damaligen Stand der Theorie über die Entstehung des Erdmagnetfeldes noch nicht diskutiert werden. Ebenso wurde noch nicht ernsthaft die Kontinental-Verschiebung diskutiert, deretwegen eine Korrektur an dem Q_{nt} -Faktor anzubringen ist, wodurch die zeitliche Änderung des Probenortes in der geomagnetischen Breite berücksichtigt wird.

KOENIGSBERGERS Arbeiten sind für spätere Paläointensitätsmessungen insofern richtungsweisend, als er sich ausführlich mit dem Phänomen auseinandersetzt, daß das Aufheizen zur Erzeugung der künstlichen Thermoremanenz zu großen, irreversiblen Änderungen im magnetischen Verhalten der Gesteine führen kann. Als mögliche Ursache diskutierte er u.a.: Umwandlung der Eisenhydroxyde bei $400-600^{\circ}\text{C}$ zu Magnetit, Entmischungen von Titanomagnetit, mechanisch-thermische Zerspaltung der ferrimagnetischen Teilchen. Diese Prozesse führen zu einer Änderung des Proportionalitäts-Faktors 'a' in Gleichung 1 nach dem Aufheizen. Als Kriterium für die nach dem Aufheizen unverändert gebliebenen magnetischen Eigenschaften nimmt er gleiche Anfangssuszeptibilität und gleiche Sättigungsremanenz vor und nach den Aufheizen.

Während KOENIGSBERGER in seinen Arbeiten Probleme des Gesteinsmagnetismus behandelte, formulierte THELLIER (1937a) von Anfang an sein Ziel, die Geschichte des Erdmagnetfeldes in Richtung und Intensität zu studieren. Dabei verwendete er fast ausschließlich Artefakte und von Laven überflossene Tone, bei denen er eine zeitlich stabile Remanenz annahm. Magmatische Ge-

steine erschienen ihm suspekt, da er 1937 an Basalten aus der Auvergne das Phänomen der viskosen remanenten Magnetisierung (VRM) entdeckt hatte. Bei längerer Lagerung eines Basaltes im Erdmagnetfeld baut sich eine Magnetisierung auf, die parallel zu dieser Richtung ist. Die Zeitabhängigkeit der Intensität der VRM hatte er direkt mit einem Magnetometer nach Einschalten eines Feldes gemessen. Noch nach 96 Stunden beobachtete er ein Anwachsen der Intensität. Aus diesen Beobachtungen folgte er, daß Basalte wahrscheinlich für die Erforschung der Geschichte des Erdmagnetfeldes nicht geeignet sind. Den Bericht an die Akademie überschreibt THELLIER (1937b) ironisch:

Sur l'aimantation dite permanente des basaltes.

Seine Beobachtungen an den Basalten veranlaßten ihn jedoch, die Proben vor der Messung der Richtung und Intensität einem Lagerungstest zu unterziehen. Die Proben werden eine Zeitlang (etwa 10 Tage) in bekannter Position parallel und danach antiparallel im Erdmagnetfeld gelagert. Ausgewählt werden Proben, für die etwa die gleiche Magnetisierung nach Lagerung in den beiden Positionen gemessen werden (THELLIER-Test).

Bei der Aufheizung legte er die Proben in Stickstoff-Atmosphäre, um eine Oxydation der ferrimagnetischen Mineralien zu vermeiden. Als überhaupt erste Intensitätsmessung, die eine Information über die Intensität des Erdmagnetfeldes vor der Zeit der direkten Beobachtung von GAUSS und WEBER (1836/41) lieferte, bezeichneten THELLIER und THELLIER (1942) ihre Messungen an 10 Ziegelsteinen von dem Palais Rehour aus Lille. Das Ergebnis ihrer Messungen war, daß das Feld in dem Jahre 1465 um den

Faktor 1.217 größer war als 1942. Sie konnten damit zeigen, daß das Erdfeld in seiner Intensität abnimmt. Als Kriterium für die Zuverlässigkeit der Proben dienten ihnen die übereinstimmenden Ergebnisse der gemessenen Intensität an gleichaltrigen Proben. Gleiche Anfangs-Suszeptibilität vor und nach dem Aufheizen konnten ihnen aufgrund ihrer widersprüchlichen Meßergebnisse nicht als Kriterium dienen. Dagegen schien ihnen notwendig zu sein, daß die Probe bei mehrfachen Aufheizen und Abkühlen im gleichen Feld eine gleiche Thermoremanenz erwirbt. In seinem Bericht 1941 vor der Akademie formulierte THELLIER zum ersten Mal das Gesetz der Additivität der partiellen Thermoremanenz: die gesamte Thermoremanenz, erworben während des Abkühlens von der Curie-Temperatur auf Zimmertemperatur, ist gleich der Summe der partiellen Thermoremanenzen (p_{TRM}), die in aufeinanderfolgenden Temperaturintervallen zwischen den beiden Temperaturen aufgebaut wird. Infolgedessen war es THELLIER möglich, für die Intensitätsmessungen die partielle natürliche mit der partiellen künstlichen Thermoremanenz im Temperaturbereich $60^{\circ}\text{C} - T_c$ zu vergleichen, da er annehmen muß, daß Proben nach ihrem ersten Abkühlen wieder aufgewärmt wurden und durch Abkühlen im nicht mehr ursprünglichen Feld eine partielle Thermoremanenz erworben haben. 1946 haben THELLIER und THELLIER über ihr Verfahren zur Bestimmung der Intensität berichtet, dessen eine Variante in Kapitel 4.1. beschrieben wird. Eine Zusammenstellung ihrer Ergebnisse finden sich in der Arbeit THELLIER und THELLIER, 1959.

JOHNSON, MURPHY und TORRESON berichteten 1948 über Intensitätsmessungen an Varven und Tiefseesedimenten, wobei sie

folgende Beobachtung verwendeten: bei der Ablagerung in ruhigen Gewässern werden die in dem sedimentierenden Material enthaltenden ferrimagnetischen Partikel unter dem Einfluß des äußeren Erdmagnetfeldes ausgerichtet. Die Sedimente erhalten eine Sedimentations-Remanenz (DRM), deren Intensität wie bei der Thermoremanenz in erster Näherung als proportional zu der Stärke des Erdmagnetfeldes angenommen werden kann. Die natürliche DRM wird mit einer im Labor künstlich erzeugten verglichen. Dazu wird die Sedimentprobe gemahlen, in Wasser aufgelöst und in einem unmagnetischen Behälter und in einem bekannten Feld erneut sedimentiert. Für eine Varvenprobe mit einem Alter von etwa 10 000 Jahren fanden die Autoren einen Wert, der etwa gleich der anderthalbfachen heutigen Feldstärke war. Um sich einen Überblick über weiter zurückliegende Zeiten zu verschaffen, untersuchten sie einen Tiefseekern aus dem Stillen Ozean. Die Ergebnisse sind in Abbildung 2 wiedergegeben.

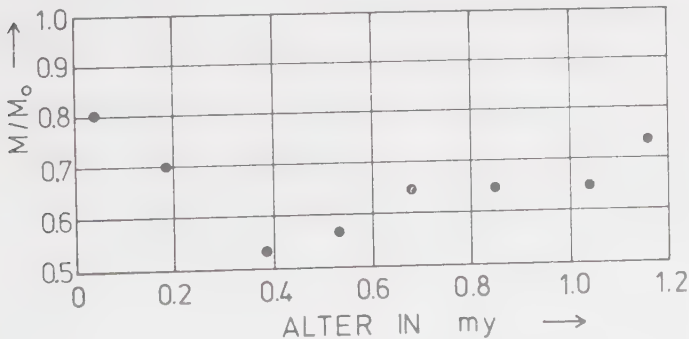


Abb.2 Variation der Intensität des Erdmagnetfeldes nach JOHNSON et al.(1948), die aus Messungen an einem Bohrkern aus Tiefseesediment (Stiller Ozean, etwa 500 km südlich der Osterinsel) abgeleitet wurde.

Ebenfalls die Sedimentations-Remanenz verwenden CLEGG, ALMOND und STUBBS (1954) bei ihren Paläointensitätsbestimmungen an triassischen Sedimenten, wobei sie einen Wert von etwa einem Drittel der heutigen Feldstärke erhielten. Bei den Messungen der Intensität mit der Methode der DRM werden von den Autoren keine Kriterien über die Zuverlässigkeit der Messungen angegeben.

In den fünfziger Jahren sind bei der Erforschung der Paläointensitäten keine Fortschritte erzielt worden. Bestimmt wurde das Interesse der Geomagnetiker auf dem Gebiet des Paläomagnetismus im hohen Maße durch den Bericht Nagatas (1951) über den Dazit von Haruna, der bei Abkühlen eine Thermoremanenz mit einer zu dem äußeren Feld antiparallelen Richtung erwirbt, und durch einen Vortrag von CREER (1954), in dem er die erste Polwanderungskurve überhaupt, nämlich für England, vorstellte. Zwar berichteten einige Autoren von Intensitätsmessungen, die aber in der einfachsten Form durchgeführt wurden(BRUCKSHAW und VINCENZ 1954, MANLY 1954, HATHERTON 1954).

Aber erst die Arbeiten von WILSON (1961) und VAN ZIJL et al. (1962) brachten die Voraussetzung für vertrauenswürdige Bestimmung der Intensität an magmatischen Gesteinen. Beide Arbeiten behandelten erstmals ausführlich das Problem, daß die viskose remanente Magnetisierung, die der Thermoremanenz überlagert ist, beseitigt werden muß und auch kann, damit die Ergebnisse der Paläointensitätsmessungen nicht verfälscht werden.

3. Problemstellung und Stand der Forschung

Die Problematik der Intensitätsmessungen an magmatischen Gesteinen läßt sich in zwei Problemkreise aufteilen, von denen der eine den Einfluß des notwendigen Aufheizens auf die magnetischen Größen der Probe umfaßt, der andere die Frage, inwieweit die natürliche remanente Magnetisierung wirklich die primäre Thermoremanenz ist.

3.1. Problem der Erzeugung der künstlichen Thermoremanenz

Auf das Aufheizen reagieren die Träger der Thermoremanenz, die Eisen-Titan-Oxyde, äußerst sensibel. Aufheizen kann führen zu

- a. Änderung in der magnetischen 'Textur' der ferrimagnetischen Phasen (z.B. bilden sich durch Diffusion von internen Potentialschwellen neue Konfigurationen der Weiß'schen Bereiche)
- b. Änderung der chemischen pauschalen Zusammensetzung, meist durch Oxydation, ebenso chemisch-mineralogische Umwandlungen (z.B. Bildung von Entmischungslamellen)

Diese Änderungen bewirken im allgemeinen eine Änderung des Proportionalitäts-Faktors 'a' (Gleichung 1) zwischen der Thermoremanenz und dem äußeren Feld nach dem Aufheizen.

3.1.1. Behandlung der Proben

Einige Autoren behelfen sich, indem sie die Proben im Vakuum oder in neutraler Atmosphäre aufheizen (z.B. THELLIER 1938,

BRIDEN 1966a, McELHINNY und EVANS 1968). Die Versuche einiger Autoren zeigen jedoch, daß bei Aufheizversuchen sowohl in einem Vakuum von 10^{-4} Torr als auch in Argon- und Stickstoff-Atmosphäre irreversible Änderungen im magnetischen Verhalten nicht vermieden werden können (THELLIER 1937, COE 1967, eigene Ergebnisse 1970, unveröffentlicht).

3.1.2. Probenauswahl

Außerordentlich viel Bedeutung wird der Probenauswahl beigegeben. Gegenüber dem Aufheizen stabil sind nach WILSON (1961) besonders von Laven überflossene Sedimente und Laterite (baked earths), die ihre Thermoremanenz unter im Labor nachvollziehbaren Bedingungen erworben haben. ADE-HALL, KHAN, DAGLEY und WILSON (1968) und SMITH (1967d) entnehmen Proben längs eines Vertikalprofils einer Lava. Sie stützen sich auf die Beobachtung, daß sich die gesteinsmagnetischen Eigenschaften von Proben längs eines Vertikalprofils einer Lava systematisch ändern (ANGENHEISTER und TURKOWSKI 1964, ADE-HALL et al. 1968, SCHWEITZER 1969, PETERSEN 1975). Unveränderte magnetische Größen vor und nach dem Aufheizen besitzen hochoxydierte Proben, die nach der von WILSON und HAGGERTY (1966) eingeführten Klassifikation in die Oxydationsklassen 4 und 5 einzustufen sind (Kap. 6.2.). SANVER (1968) bevorzugt Basalte, deren ferrimagnetische Erzkomponente aus nur einer Phase eines unentmischten stöchiometrischen Titanomagnetits besteht.

3.1.3. Methodenwahl

Die meisten Autoren beschränken sich auf eine bestimmte Methode, von deren Anwendung sie sich die kleinsten irreversiblen Änderungen der magnetischen Größen der Proben versprechen. Im allgemeinen wählen sie zwischen der Methode der stufenweisen thermischen Entmagnetisierung (Methode THELLIER) und der Wechselfeld-Entmagnetisierung (Methode VAN ZIJL). Letztere kommt mit einmaligem Aufheizen aus, allerdings auf eine Temperatur, die höher als die Curie-Temperatur sein muß (VAN ZIJL 1961, MOMOSE 1963, SMITH 1967d, CARMICHAEL 1968, ADE-HALL et al. 1968, ABRANSON 1970). Allerdings ist der Einfluß der zunehmenden Temperatur entscheidender als die zunehmende Dauer des Aufheizens bei konstanter Temperatur. Daher bezeichnen eine Reihe von Autoren die Methode nach THELLIER als die bessere, bei der bereits Informationen über die Intensität bei Temperaturen unterhalb der Curie-Temperatur gewonnen werden (Kap. 4.1.).

Eine Reihe von Autoren haben beide Methoden verglichen. Danach liefern beide Methoden gleiche, ähnlich gute Ergebnisse. Nach COE (1967a) schränkt die Methode VAN ZIJL das für Intensitäts-Messungen geeignete Probenmaterial ein. Nach DOELL und SMITH (1967) können die Ergebnisse durch eine Kombination beider Methoden verbessert werden, indem die Methode THELLIER an im Wechselfeld partiell entmagnetisierten Proben angewandt wird.

3.1.4. Eignungskriterien

Besonders stark differieren die Meinungen der Autoren über die Aussagekraft der Eignungskriterien, die Auskunft über gleiches magnetisches Verhalten der Proben vor und nach dem Aufheizen geben und für die teilweise zusätzliche gesteinsmagnetische Versuche (reliability test, stability test) notwendig sind. Gleiche Abhängigkeit der spezifischen Sättigungsmagnetisierung von der Temperatur ($I_s(T)$ -Kurve) bei Aufheizen und Abkühlen ist z.B. nach MOMOSE(1963) und SMITH (1967d) notwendig. Im Rahmen der experimentellen Genauigkeit darf keine Curie-Punkt- Verschiebung zu beobachten sein, nach MOMOSE (1963) auch nicht nach einstündigem Heizen bei Curie-Temperatur. COE (1967a) zeigt dagegen, daß geeignete Proben durch irreversible, aber in der Form ähnliche $I_s(T)$ -Kurven charakterisiert sind, wobei die spezifische Sättigungsmagnetisierung nach dem Aufheizen abgenommen hat. Für einige Autoren zeigt die nach dem Aufheizen unveränderte Anfangssuszeptibilität die Eignung einer Probe an. Zulässig erscheint eine Abweichung von 15 % (SMITH 1967d, SANVER 1968, MC ELHINNY und EVANS 1968). Dagegen ändert sich die Anfangssuszeptibilität nach THELLIER (1937) BRIDEN (1966) und COE (1967a) irreversibel, ohne daß eine Korrelation mit dem Verhalten der Thermoremanenz möglich ist. Allgemein wird als gutes Eignungskriterium für die Methode der Wechselfeld-Entmagnetisierung anerkannt, daß das Koerzitivkraftspektrum der Sättigungsremanenz vor und nach dem Aufheizen identisch ist.

Den Einfluß des Aufheizens versucht CARMICHAEL (1968) durch Korrekturfaktoren zu berücksichtigen. CARMICHAEL korrigiert die nach der Methode VAN ZIJL erhaltenen Intensitätswerte mit dem Verhältnis der Sättigungsremanenz vor (v) und nach (n) dem Aufheizen. Die Intensität berechnet er in Abwandlung von Gleichung (3) aus:

$$(4) \quad F = \frac{J_{rn}}{J_{rt}} \cdot \frac{J_{rs}^n}{J_{rs}^v} \cdot H$$

Dieses Verfahren erscheint McELHINNY und EVANS (1968) allerdings zweifelhaft. Allgemein geforderte Kriterien für die Vertrauenswürdigkeit der Messungen sind ähnliches Verhalten der natürlichen und künstlichen Magnetisierung gegenüber Wechselfeld- bzw. thermischer Entmagnetisierung.

3.2. Problem der primären Thermoremanenz

Die Frage, inwieweit die natürliche remanente Magnetisierung alter magmatischer Gesteine noch die primäre Thermoremanenz ist, stellt ein ernsthaft zu diskutierendes Problem für die Paläointensitätsbestimmung dar. Mit drei wichtigen Phänomenen ist zu rechnen:

- a. Bildung einer viskosen remanenten Magnetisierung VRM
- b. Bildung einer chemischen remanenten Magnetisierung CRM, insbesondere durch Tieftemperatur-Oxydation
- c. Abnahme der Intensität der primären Thermoremanenz durch eine spontane Abnahme

Die VRM kann mit Hilfe der thermischen und der Wechselfeld-Entmagnetisierung beseitigt werden, wobei aus apparativen Gründen meist die letztere vorgezogen wird. Sicher erkannt werden kann sie nur, wenn ihre Richtung deutlich von der der primären Thermoremanenz verschieden ist (etwa größer als 30°).

4. Methoden zur Bestimmung der Paläointensität

4.1. Methode der stufenweisen thermischen Entmagnetisierung (Methode THELLIER)

Eine der am häufigsten verwendeten Variante der Methode THELLIER ist die folgende: Es wird die natürliche remanente Magnetisierung der thermisch unbehandelten Probe gemessen. Sie besitzt die totale NRM mit der Intensität $J_{rn}(T_0, F, T_c)^*$. Durch Erwärmen im magnetischen Nullfeld auf die nicht zu hohe Temperatur T_1 ($T_0 < T_1 < T_c$) wird die Probe partiell entmagnetisiert. Sie besitzt somit noch die partielle Magnetisierung mit der Intensität $pJ_{rn}(T_1, F, T_c)$ und hat die partielle NRM mit der Intensität $pJ_{rn}(T_0, F, T_1)$ verloren. Der Beitrag der Weiß'schen Bereiche mit Blockungstemperaturen kleiner als T_1 zu der remanenten Magnetisierung verschwindet. Bei Abkühlen im Laborfeld H auf Zimmertemperatur überlagert sich vektoriell die partielle künstliche Thermoremanenz mit der Intensität $pJ_{rt}(T_0, H, T_1)$. Bei Zimmertemperatur wird für die Probe die remanente Magnetisierung gemessen:

$$(4a) \quad J_R^+ = pJ_{rn}(T_1, F, T_c) + pJ_{rt}(T_0, H, T_1)$$

Das Wiederholen dieser Prozedur bei gleicher Orientierung der Probe aber im jetzt antiparallelen Feld ergibt die remanente Magnetisierung:

$$(4b) \quad J_R^- = pJ_{rn}(T_1, F, T_c) - pJ_{rt}(T_0, H, T_1)$$

* Im Argument geben die Temperaturen das Intervall, F bzw. H die Feldstärke an, bei der die Thermoremanenz erworben wurde.

Aus der halben Vektorsumme bzw. -differenz berechnet sich die partielle natürliche bzw. partielle künstliche Thermoremanenz:

$$(5a) \quad pJ_{rn}(T_1, F, T_c) = \frac{J_r^+ + J_r^-}{2} \quad (5b) \quad pJ_{rt}(T_o, H, T_1) = \frac{J_r^+ - J_r^-}{2}$$

Die Prozedur wird für in Stufen von je 25° bis 50° C ansteigenden Temperaturen wiederholt. Für eine ideale Probe existiert ein linearer Zusammenhang zwischen der Abnahme der partiellen NRM und der Zunahme der partiellen künstlichen TRM gemäß Gleichung(6):

$$(6) \quad pJ_{rn}(T_i, F, T_c) = J_{rn}(T_o, F, T_c) - \frac{F}{H} pJ_{rt}(T_o, H, T_i)$$

$$(T_o \leq T_i \leq T_c)$$

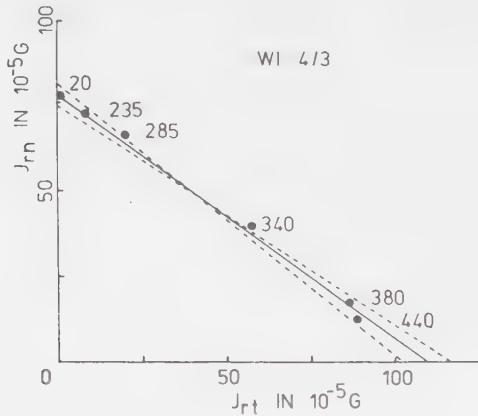


Abb.3: Darstellung der Meßergebnisse nach der Methode THELLIER. Abnahme der partiellen natürlichen remanenten Magnetisierung J_{rn} gegen die Zunahme der künstlichen partiellen thermoremanenten Magnetisierung J_{rt} für steigende Temperaturen (Meßpunkte mit Temperaturangaben). Durchgezogene Gerade: Ausgleichsgerade, gestrichelte Gerade: nach Student-Test berechnet. Bei der Probe WI 4/3 handelt es sich um einen permischen Olivinbasalt aus dem Nahe-Gebiet.

Nach Gleichung (6) können die Meßergebnisse in einem Diagramm (Abb.3) dargestellt werden. Durch die Meßwerte wird nach der Methode der kleinsten Quadrate eine Ausgleichsgerade (Abb.3, durchgezogene Gerade) gelegt, aus deren Anstieg $m = - F/H$ die Paläointensität berechnet wird. Aus der Streuung der Meßwerte um die Ausgleichsgerade lassen sich nach dem Student-Test die zwei gestrichelten Geraden berechnen, die den Bereich angeben, in dem mit 95 % Wahrscheinlichkeit die Gerade zu erwarten ist.

4.1.1. Richtungskontrolle

In der Darstellung der Meßergebnisse nach der Methode THELLIER ist nur die Intensität der partiellen natürlichen bzw. künstlichen thermoremanenten Magnetisierung berücksichtigt worden. Zu einer vollständigen Darstellung der Ergebnisse gehört auch die Richtungsabhängigkeit der partiellen natürlichen remanenten Magnetisierung als Funktion der Temperatur. Diese Richtungskontrolle hat zwei Ziele:

- a. Sekundäre, später gebildete Magnetisierungs-Komponenten, die der fossilen Thermoremanenz überlagert sind, sind weniger stabil und werden zuerst bei der thermischen Entmagnetisierung beseitigt. Da sekundäre Magnetisierung und fossile Thermoremanenz im allgemeinen eine unterschiedliche Richtung besitzen, ändert sich bei der thermischen Entmagnetisierung die Richtung der partiellen natürlichen Remanenz. Aus einer Richtungskontrolle lassen sich Hinweise über den Temperatur-Bereich gewinnen, in dem die Blockungs-Temperaturen der sekundären Magnetisierung liegen und der für die

Bestimmung der Intensität ausgeschlossen werden muß.

- b. Fehler bei den Messungen nach der Methode THELLIER führen im allgemeinen dazu, daß bei der Berechnung der partiellen natürlichen remanenten Magnetisierung nach den Gleichungen 5a und 5b eine von der wahren Richtung abweichende berechnet wird. Da für die meisten Proben eine 'einfache Magnetisierungsgeschichte' angenommen werden kann, so daß bei höheren Entmagnetisierungs-Temperaturen die Richtung der natürlichen partiellen remanenten Magnetisierung nicht mehr variiert, lassen sich aus einer Richtungskontrolle Hinweise über etwaige Meßfehler erhalten.

Bei der Methode THELLIER besteht der größte Meßfehler darin, daß bei den beiden Aufheizversuchen nicht immer die gleiche Temperatur erreicht wird. Das führt gerade bei höheren Temperaturen, wo meist die Abnahme der thermoremanenten Magnetisierung am größten ist, zu großen Fehlern. Für die graphische Darstellung der Richtungsabhängigkeit der partiellen natürlichen remanenten Magnetisierung während der thermischen Entmagnetisierung wird eine Darstellung von WILSON (1961) verwendet, die von ZIJDERVELD (1967) beschrieben worden ist. Hierbei handelt es sich um die zweidimensionale Darstellung eines in einem karthesischen Koordinatensystem eingeschriebenen Magnetisierungsvektors. Dazu wird er auf zwei zueinander senkrechte Ebenen projiziert, die üblicherweise die Horizontalebene und die durch E-W gehende Vertikalebene sind. In Abb.4 ist dann die Vertikalebene um die E-W-Achse auf die Horizontalebene geklappt, so daß die positive Vertikal- und Südrichtung

sowie die negative Vertikal- und Nordrichtung zusammenfallen. Gegenüber der bei der Darstellung paläomagnetischer Ergebnisse verwendeten stereographischen Projektion besitzt diese Darstellung den Vorteil, daß zusätzlich auch die Informationen über die Intensität der Magnetisierung wiedergegeben werden.

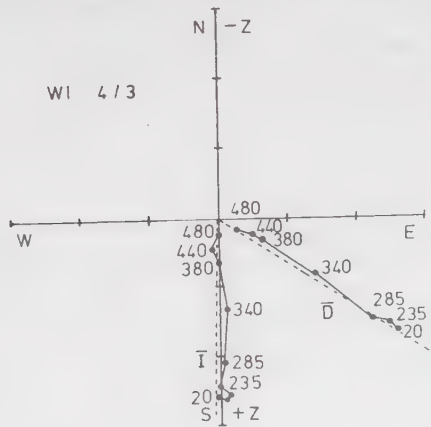


Abb.4: Graphische Darstellung der Variation der Richtung und Intensität der partiellen NRM während der thermischen Entmagnetisierung. Der Streckenzug um die mit $\bar{D}$ gekennzeichnete gestrichelte Gerade (mittlere Deklination des Vorkommens) stellt die Variation der Komponente der $pNRM$ in der Horizontalebene dar, der Streckenzug um die mit $\bar{I}$ gekennzeichnete Gerade (mittlere Inklination des Vorkommens) die Variation der Komponente in der Vertikalebene W, -Z, E, +Z. Dieses Koordinatensystem ist probenintern. Meßpunkte mit Angaben der Temperatur. Bei der Probe WI 4/3 handelt es sich um einen permischen Olivinbasalt aus dem Nahe-Gebiet.

4.2. Methode der stufenlosen thermischen Entmagnetisierung (Methode WILSON)

Während bei der Methode THELLIER die Magnetisierung der Probe stets bei Zimmertemperatur gemessen wird, setzt die Methode WILSON voraus, daß die remanente Magnetisierung kontinuierlich

als Funktion der Temperatur zwischen T_0 und T_c gemessen werden kann. Der Meßvorgang mit der hier verwendeten Arbeit ist folgende: Richtung und Betrag der NRM werden bei Zimmertemperatur gemessen. Bei kompensiertem Erdmagnetfeld wird die Abnahme der Z-Komponente der NRM mit steigender Temperatur bis zum Curie-Punkt gemessen (Kurve I in Abb.5). Nach Überschreiten der Curie-Temperatur wird ein Laborfeld in Z-Richtung

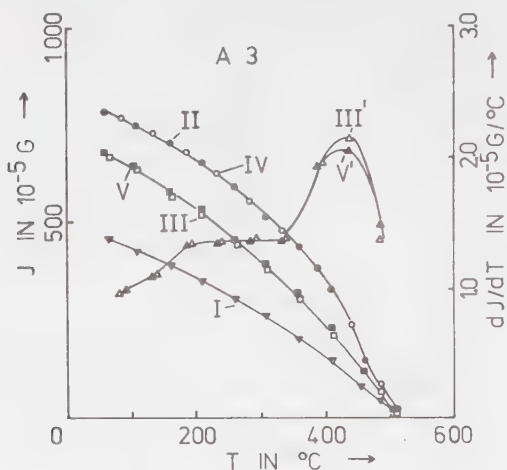


Abb.5: Methode WILSON. NRM (Kurve V), Z-Komponente der NRM (Kurve I, Erhitzung, Erdfeld kompensiert), thermoremanente plus induzierte Magnetisierung während der Abkühlung in einem Laborfeld von 0.43 Oe (Kurve II, IV) und künstliche TRM (Kurve III, erneute Erwärmung, Erdfeld kompensiert) als Funktion der Temperatur. Die Kurven III und V werden nach der Temperatur abgeleitet und ergeben die Kurven III' und V', aus deren Vergleich sich die Paläointensität berechnet. Die Probe A 3 stammt aus dem Lavastrom vom Ätna, die im Jahre 1971 gefördert wurde.

eingestellt und die Probe abgekühlt. Gemessen wird die Zunahme der sich bildenden thermoremanenten und induzierten Magnetisierung als Funktion der Temperatur (Kurve II in Abb.5).

Anschließend wird die Abnahme der eben erzeugten künstlichen Thermoremanenz mit steigender Temperatur bis zum Curie-Punkt im wiederum kompensierten Feld gemessen (Kurve III in Abb.5). Nach Überschreiten der Curie-Temperatur wird die Probe im wieder gleichen Laborfeld H abgekühlt und die Zunahme der sich bildenden thermoremanenten und induzierten Magnetisierung gemessen (Kurve IV in Abb.5). Während die Kurve III die Temperaturabhängigkeit der totalen künstlichen Thermoremanenz darstellt, ist in Kurve I nur die der Z-Komponente der NRM berücksichtigt. Die notwendige Korrektur ist in Kurve V enthalten, die aus Kurve I durch Multiplikation mit dem Faktor $J_{rn}/J_{rn,z}$ hervorgeht. Da die Kurve I gegenüber der Kurve V für die weiteren Betrachtungen keine zusätzlichen Informationen liefert, ist sie in den weiteren Abbildungen weggelassen, um die Übersichtlichkeit der Darstellung nicht zu beeinträchtigen. Die Kurven V und III werden nach der Temperatur differenziert und ergeben die Kurven V' und III', aus deren Verhältnis sich in einem geeigneten Temperatur-Bereich $T_i - T_{i+1}$, in dem beide Kurven ähnlich sind, die Paläointensität berechnet:

$$F = \frac{J_{rn}(T_i, F, T_{i+1})}{T} \cdot \frac{J_{rt}(T_i, H, T_{i+1})}{T} \cdot H$$

Eventuell auftretende Richtungsänderungen der NRM während des Aufheizens können bei der hier verwendeten Apparatur nicht gemessen werden. Daher wurden nach dieser Methode nur rezente Proben gemessen, deren viskose remanente Magnetisierung vernachlässigbar klein ist.

4.3. Methode der Wechselfeld-Entmagnetisierung

(Methode VAN ZIJL)

Die Methode der Wechselfeld-Entmagnetisierung geht davon aus, daß sich die totale Thermoremanenz als Summe partieller Thermoremanenzen darstellen läßt, deren Koerzitivkräfte in aufeinanderfolgenden Intervallen ($H_c=0, \dots, H_c^i, \dots, H_c^{\max}$) liegen:

$$(8) \quad J_{rn}(0, F, H_c^{\max}) = \sum_{H_c=0}^{H_c^{\max}} pJ_{rn}(H_c^i, F, H_c^{i+1})$$

Für den Fall einer idealen Probe enthält jedes Intervall $H_c^i - H_c^{i+1}$ eine Information über die Paläointensität:

$$(9) \quad \frac{pJ_{rn}(H_c^i, F, H_c^{i+1})}{pJ_{rt}(H_c^i, H, H_c^{i+1})} = \frac{F}{H}$$

Die Methode VAN ZIJL ist folgende: Nach Messung ihrer NRM wird die Probe einem magnetischen Wechselfeld, etwa mit 50 Hz und zunächst kleiner Spitzenfeldstärke von etwa 50 Oe, ausgesetzt, dessen Amplitude kontinuierlich auf Null heruntergeregelt wird. Der Beitrag der Weiß'schen Bereiche zur Magnetisierung verschwindet, deren Koerzitivkräfte kleiner als die eingestellte Spitzenfeldstärke sind. Die Prozedur wird für in Stufen von 50 oder 100 Oe steigenden Spitzenfeldstärken wiederholt (Abb.6, rechts, ausgefüllte Kreise). Nach jeder Prozedur wird die jeweils verbliebene Remanenz gemessen. Nach vollständiger Entmagnetisierung wird der Probe durch Aufheizen über den Curie-Punkt und Abkühlen im Laborfeld H eine künstliche Thermoremanenz aufgeprägt, für die die Prozedur der Wechselfeld-

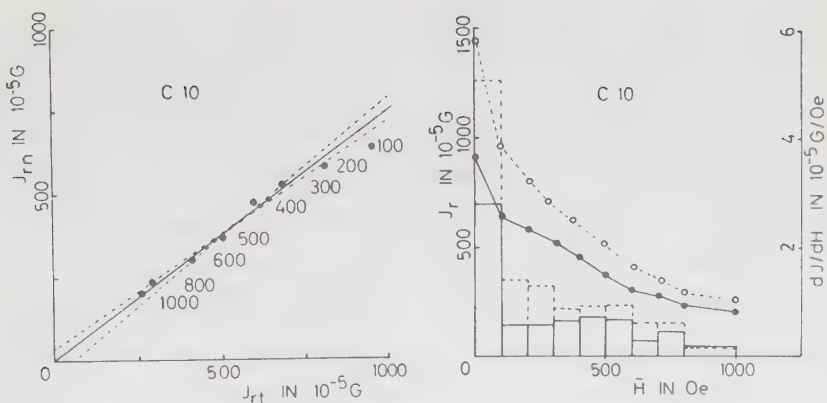


Abb.6: Methode VAN ZIJL. Links: Aufgetragen ist die Intensität der natürlichen gegen die der künstlichen Thermoremanenz für zunehmende Spitzenfeldstärken des Entmagnetisierungsfeldes (Meßpunkte mit Angabe der Spitzenfeldstärke). Durchgezogene Linie: Ausgleichsgerade mit der Steigung $m = F/H$. Gestrichelte Geraden: nach Student-Test berechnet. Rechts: Entmagnetisierungskurve der NRM (ausgefüllte Kreise), Entmagnetisierungskurve der TRM (offene Kreise). Säulen (durchgezogene Linien): Koerzitivkraft-Spektrum der NRM, Säulen (gestrichelt): Koerzitivkraft-Spektrum der TRM. Das Verhältnis der Koerzitivkraft-Spektren der NRM und TRM ist F/H . Bei der Probe C 10 handelt es sich um einen Alkalibasalt (Alter 120 ± 3 my) aus Südschweden.

Entmagnetisierung wiederholt wird. Die beiden Entmagnetisierungskurven der NRM und der TRM werden nach der Spitzenfeldstärke differenziert und die Koerzitivkraft-Spektren berechnet (Abb.6, rechts), aus deren Verhältnis sich nach Gleichung 9 die Paläointensität in einem ausgewählten Koerzitivkraft-Bereich berechnet. Bei einer anderen Form der Darstellung wird die natürliche gegen die künstliche remanente Magnetisierung mit der Spitzenfeldstärke als Parameter aufgetragen. Die Paläointensität berechnet sich aus dem Anstieg der Ausgleichsgeraden (Abb.6, links).

Die Ergebnisse dieser Arbeit legen es nahe, die Methode VAN ZIJL zu erweitern und zusätzlich die Entmagnetisierungskurven der Sättigungsremanenz vor und nach dem Aufheizen zu bestimmen. Denn die Forderung nach gleicher Sättigungsremanenz vor und nach dem Aufheizen scheint auch nach den Ergebnissen dieser Arbeit das zuverlässigste Kriterium zu sein, das darüber entscheidet, inwieweit eine Probe für Intensitätsmessungen nach der Methode VAN ZIJL geeignet ist. Der experimentelle Ablauf vollzieht sich dann in vier Schritten:

- a. Messung der Entmagnetisierungskurve der NRM
- b. Messung der Entmagnetisierungskurve der Sättigungsremanenz der natürlichen Probe
- c. Messung der Entmagnetisierungskurve der künstlich erzeugten Thermoremanenz
- d. Messung der Entmagnetisierungskurve der Sättigungsremanenz der thermisch behandelten Probe.

Ebenso wie bei der Methode THELLIER wird die Richtungsabhängigkeit der partiellen natürlichen remanenten Magnetisierung für zunehmende Spitzenfeldstärken der Wechselfeld-Entmagnetisierung in dem Diagramm von WILSON bestimmt. Aus dem Diagramm kann der Wechselfeld-Bereich entnommen werden, in dem die Koerzitivkräfte sekundär gebildeter Magnetisierungen liegen. Dieser Bereich wird für die Bestimmung der Paläointensität ausgeschlossen.

4.4. Methode der anhysteretischen remanenten Magnetisierung (Methode der ARM)

Eine Probe erwirbt eine totale anhysteretische remanente Magnetisierung, wenn bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit sehr großen Spitzenfeldstärken ($\tilde{H} > H_C^{\max}$) ein Gleichfeld überlagert wird. Die Methode geht von der experimentell gut belegten Annahme aus, daß die Intensität der ARM linear mit der des Gleichfeldes zunimmt. Ebenso wird vorausgesetzt, daß die Kurven der Wechselfeld-Entmagnetisierung für die TRM und die ARM einer Probe ähnlich sind und sich durch einen Faktor f unterscheiden, der theoretisch abgeleitet wurde, der aber auch experimentell bestimmt werden kann. Analog zur TRM läßt sich ein Additionsgesetz für die partielle ARM formulieren. Die Voraussetzung der Methode der ARM läßt sich in folgender Gleichung zusammenfassen, die für eine ideale Probe in jedem Koerzitivkraft-Bereich ($H_C = 0 \dots H_C^i, H_C^{i+1} \dots H_C^{\max}$) gültig ist:

$$(9) \quad pJ_{rt}(H_C^i, H_T, H_C^{i+1}) = f \frac{H_T}{H_A} pJ_{ra}(H_C^i, H_A, H_C^{i+1})$$

(TRM und ARM sind in den Feldern H_T und H_A erzeugt, J_{ra} ist die Intensität der ARM). Wie bei der Methode VAN ZIJL wird bei der Methode der ARM zunächst die Kurve der Wechselfeld-Entmagnetisierung der NRM aufgenommen. Anschließend wird eine künstliche anhysteretische Remanenz vor dem Aufheizen mit der Intensität J_{ra}^V erzeugt ($H = 2200$ Oe, $H_A = 0.5-1.0$ Oe), für die ebenfalls die Kurve der Wechselfeld-Entmagnetisierung aufgenommen wird. Darstellung und Auswertung erfolgen wie bei der Methode VAN ZIJL. Aus der Gleichung 9 folgt, daß sich aus der

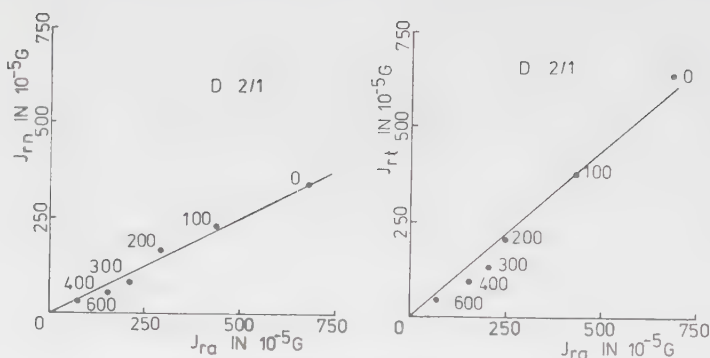


Abb.7: Methode der ARM. Links: Aufgetragen ist die Intensität der NRM gegen die der ARM ($H_A = 0.50$ Oe) für zunehmende Spitzenfeldstärken des Entmagnetisierungsfeldes als Parameter (Meßpunkte mit Angaben der Spitzenfeldstärke). Ausgleichsgerade besitzt die Steigung $m_1 = F \cdot f / H_A$. Rechts: Gleiche Darstellung wie links, nur ist hier die Intensität der künstlichen TRM ($H_T = 0.50$ Oe) gegen die der ARM aufgetragen. Aus der Steigung der Ausgleichsgeraden $m_2 = f \cdot H_T / H_A$ berechnet sich der Korrekturfaktor f . Bei der Probe D A 2/1 handelt es sich um einen Alkalibasalt (Alter 79 ± 9 my) aus Südschweden.

Steigung m_1 der Ausgleichsgeraden in der Abb.7, links, die Paläointensität nach der Gleichung berechnet:

$$(10) \quad F = \frac{m_1}{f} H_A$$

Bisher ist für f ein theoretisch berechneter Wert eingesetzt worden, der zwischen 1.3 und 5.2 variieren kann (STACEY und BANERJEE 1974). Es besteht aber die Möglichkeit, f experimentell zu bestimmen. Dazu wird eine künstliche Thermoremanenz erzeugt, von der die Kurve der Wechselfeld-Entmagnetisierung gemessen wird. In der Darstellung in der Abb.7, rechts, besitzt die Ausgleichsgerade im allgemeinen Fall die Steigung:

$$(11) \quad m_2 = \frac{H_T}{H_A} f$$

Die Paläointensität berechnet sich bei dieser Variante der Methode der ARM nach der Gleichung:

$$(12) \quad F = \frac{m_1}{m_2} H_T$$

Die Methode der ARM kann gemeinsam mit der Methode VAN ZIJL an der gleichen Probe angewendet werden, und zwar wird in den Meßablauf nach a. die Messung der Entmagnetisierungskurve der ARM eingeschoben. Als Kontrollmessung empfiehlt sich die Messung der Entmagnetisierungskurve der ARM nach dem Aufheizen. Durch den Vergleich der ARM der natürlichen und der thermisch behandelten Probe lassen sich Aussagen machen, in welchem Koerzitivkraft-Bereich irreversible Änderungen stattgefunden haben (Abb. 7a).

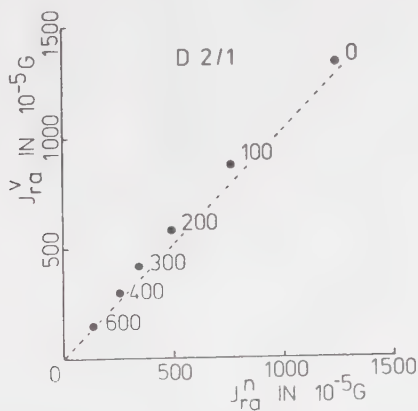


Abb. 7a: Vergleich der anhyseretischen Remanenz der thermisch behandelten Probe (J_{ra}^N) mit der der natürlichen Probe (J_{ra}^V). $H_A = 1.0$ Oe. Gleiche Darstellung wie in Abb. 7. Die Meßwerte der Probe D 2/1 liegen fast auf der gestrichelten Geraden, die anzeigt, daß keine irreversiblen Änderungen stattgefunden haben.

4.5. Methode nach TANGUY

Eine weitere Methode wurde von TANGUY (1973) vorgeschlagen, die in dieser Arbeit noch nicht angewendet wurde, der Vollständigkeit halber erwähnt werden soll. Diese Methode ist bei rezenten Laven mit geringer viskoser remanenter Magnetisierung anwendbar. TANGUY geht von Beobachtungen aus, wonach das Glühen von Basalten in Luft bei den meist notwendigen Aufheiztemperaturen von 600°C zur Erzeugung der totalen Thermoremanenz zu irreversiblen Änderungen der magnetischen Größen führt, die für kleine Glühzeiten zeitlich linear erfolgen (PETERSEN 1965).

Seine Methode beschreibt er wie folgt:

- a. Nach Messung der NRM wird die Probe möglichst schnell über den Curie-Punkt aufgeheizt und ihr im Laborfeld H eine Thermoremanenz J_{rt} aufgeprägt, die gemessen wird.
- b. Die Prozedur wird mehrere Male wiederholt.
- c. J_{rt} wird als Funktion der Heizdauer t aufgetragen. Der auf die Zeit $t=0$ extrapolierte Wert der Thermoremanenz ist gleich demjenigen, den die Probe ohne irreversible Änderungen angenommen hätte:

$$(13) \quad F = \frac{J_{rn}}{J_{rt}(t=0)} \quad H$$

Erste Versuche an Ätna-Proben haben nach TANGUY (1974, mündliche Mitteilung) gute Ergebnisse geliefert.

5. Beschreibung der Meßapparaturen

5.1. Thermische Entmagnetisierungsanlage

Für die Methode THELLIER ist zusammen mit PETERSEN im Jahre 1973 eine Anlage zur thermischen Entmagnetisierung gebaut worden, deren Konstruktionsprinzip sich nach der von CHAMALAUN (1963) richtet. Kern der Anlage bildet ein doppelwandiges, wassergekühltes Messinggehäuse mit dem Ofen, das in der Vertikalen mittels eines über zwei Rollen laufenden Seiles mit Hilfe eines Gegengewichts bewegt werden kann (Abb.8). Nach oben gezogen gibt das Messinggehäuse den Probenraum frei. Für die Messung wird es nach

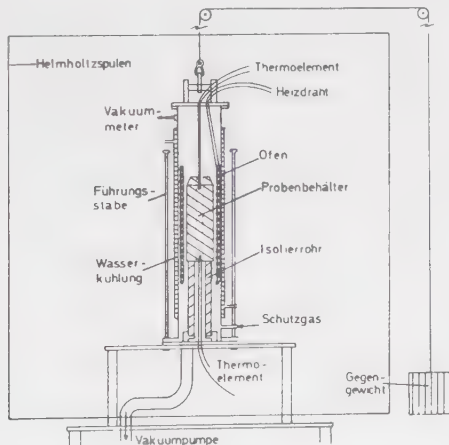


Abb.8. Schematische Darstellung der Apparatur, die für Bestimmung der Paläointensität nach der Methode THELLIER verwendet wurde.

unten über die Proben gelassen und auf einem Tisch aus Messing angeschraubt. Für den Ofen ist folgende Konstruktion gewählt worden: Auf der Oberfläche eines Rohres (Länge 40 cm, $\phi_i = 7.8$ cm, $\phi_a = 9.0$ cm) aus dem Drehporzellan "Ergan" der Fa. Stemag AG. Lauf, sind parallel zur Rohrachse 2 mm tiefe und breite Schlitzte eingefräst, in die 30 cm lange Porzellanröhrchen "Pythagoras" der Fa. Haldenwanger Berlin, mit einem Gemisch aus Wasserglas, Talk und Aluminiumoxyd eingekittet werden. Die Röhrchen bilden die Führung für den Heizdraht, der aus Nikrothal 80 der Bulten-Kanthal AB, Schweden, besteht. Nikrothal 80 ist eine Chrom-Nickel-Legierung mit einem Curie-Punkt, der unterhalb der Zimmertemperatur liegt. Bei dem gewählten Durchmesser von 0.9 mm besitzt der Heizdraht einen spezifischen Widerstand von $1.71 \Omega \cdot m$. Für die maximal erreichbare Temperatur von $640^\circ C$ benötigt der Ofen eine Leistung von 2 500 Watt.

Wegen des zu erwartenden großen vertikalen Temperaturgradienten wurde ein zylindrischer Probenbehälter aus Kupfer konstruiert. Dieser ist 20 cm lang, hat einen Durchmesser von 6,8 cm und besitzt 4 zur Zylinderachse parallele Bohrungen von je 2.5 cm Durchmesser, sowie eine zentrale Bohrung von 0.8 cm, in die von oben und unten je ein Thermoelement etwa 1 cm hineinragt. Kontrollmessungen zeigen, daß die Temperaturen der oberen und unteren Stirnfläche des Probenbehälters auch bei $600^\circ C$ nur um höchstens 5° differieren. Während des Aufheizens kann mit Hilfe einer Rotationspumpe ein Vakuum von 10^{-2} Torr eingestellt werden.

Außerdem ist es möglich, die Proben in einer neutralen Stickstoff- oder Argon-Atmosphäre aufzuheizen.

Die Kompensation des Erdmagnetfeldes und die Erzeugung eines definierten Laborfeldes geschieht mit einem System von drei Paaren quadratischer Spulen (Kantenlänge ca. 2m). Damit ist nach FANSELAU (1956) im Probenraum (0.2m) die Feldinhomogenität aufgrund der Spulenkonfiguration etwa 0.01 % (Bei $H = 0.5 \text{ Oe}$ z.B. ist die Abweichung im Probenraum etwa gleich $\Delta H = \pm 5 \cdot 10^{-5} \text{ Oe}$). Diese geringe Feldinhomogenität kann für die Messungen allerdings nur nachts in der Zeit von 1⁰⁰ bis 5⁰⁰ ausgenutzt werden. In der übrigen Zeit erzeugen die vagabundierenden Ströme des Stadtversorgungsnetzes, insbesondere auch die in etwa 100 m Abstand vorbeiführende Straßenbahnlinie, ständige Störungen in der Z-Komponente von $3 \cdot 10^{-3} \text{ Oe}$, der sich ungefähr alle zehn Minuten Spitzen (Zeitdauer 3 s) von etwa $25 \cdot 10^{-3} \text{ Oe}$ überlagern. Für eine thermische Entmagnetisierung im Nullfeld ist daher eine doppelwandige μ -Metall-Box vorgesehen, die Messinggehäuse mit Ofen gegen die kurzperiodischen Störungen abschirmen soll. Bei der hier gewählten Variante der Methode THELLIER wird stets mit einem Gleichfeld von etwa 0.5 Oe gearbeitet. Die maximal gemessenen Störfelder von $25 \cdot 10^{-3} \text{ Oe}$ bedeuten einen Fehler von 5 %, die ständigen Störfelder von $3 \cdot 10^{-3} \text{ Oe}$ einen Fehler von 0.6 %. Es ist zu erwarten, daß die Störfelder einen nur geringen Einfluß auf die Intensität der erzeugten Thermoremanenz haben, wenn be-

rücksichtigt wird, daß

- die Thermoremanenz im allgemeinen in einem größeren Temperatur-Bereich von $\Delta T = 50^{\circ} - 100^{\circ}C$ gebildet wird.
- die Abkühlungsgeschwindigkeit von $5^{\circ}C / \text{min}$ gering ist
- die Störfelder mit hohen Amplituden nur während 0.5% der Abkühlungszeit wirken.

Ein experimenteller Vergleich von Messungen an geeigneten Basalten bei Tag und bei Nacht bestätigen voll die Erwartungen.

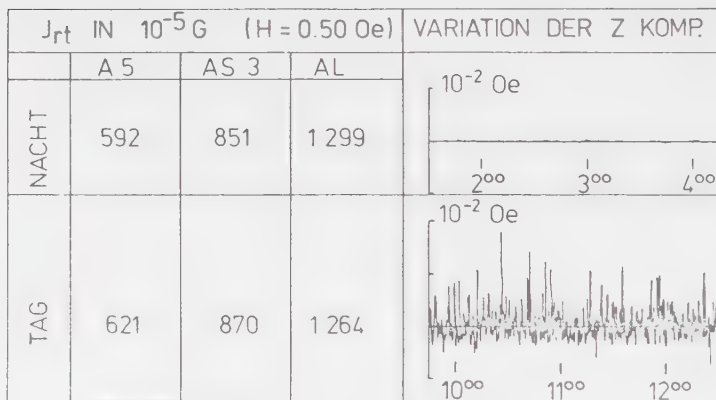


Abb.9. Vergleich der Intensität von Thermoremanenzen, die vormittags in der Zeit von 10^{00} bis 12^{00} (starke Störungen des Erdmagnetfeldes) und nachts in der Zeit von 2^{00} bis 4^{00} (ungestörtes Magnetfeld) erzeugt worden sind, für drei ausgewählte Proben, die bei Aufheizen keine irreversiblen Änderungen ihrer magnetischen Größen zeigen.

5.2 Meßapparatur für die Methode WILSON

Eine schematische Darstellung der von PETERSEN (1969) gebauten Apparatur für die Methode WILSON zeigt die Abb.10.

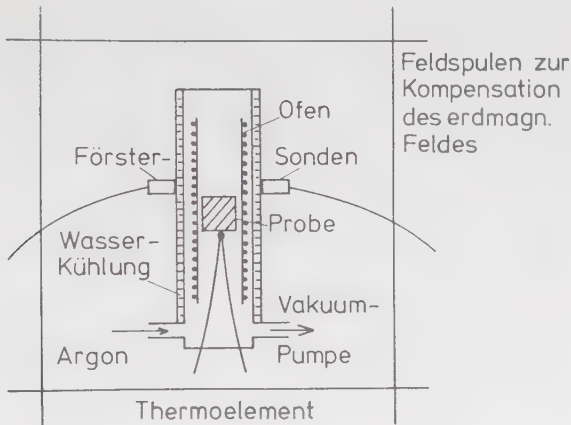


Abb.10. Schematische Darstellung der Apparatur, die zur Bestimmung der Paläointensität nach der Methode WILSON verwendet wurde

Mit dieser Apparatur wird das Streufeld der Probe, das von der Z-Komponente der Magnetisierung herrührt, mit Försster-Sonden kontinuierlich als Funktion der Temperatur gemessen. Der Ofen bildete die Vorlage für den thermischen Entmagnetisierungsanlage, nur konnte hier noch wegen seiner kleinen Dimensionen (Länge 15 cm, $\varnothing = 4,8$ cm) auf das Trägerrohr aus Drehporzellan für die Porzellanröhrchen verzichtet werden. Als Heizdraht erwies sich unmagnetischer Platindraht mit einem Durchmesser von 0.25 mm als günstig. Wegen der großen Zunahme seines Widerstandes mit der Temperatur kann auch

bei hohen Temperaturen von 600°C der Heizstrom niedrig gehalten werden, dessen Einfluß auf die Förstersonden nicht vollständig kompensiert werden kann.

Für die Methode WILSON sind mit dieser Apparatur nur Proben mit einer Magnetisierung größer als $4 \cdot 10^{-3} \text{ G}$ geeignet. Zwar könnte mit der Meßanordnung Probe - Sonden eine höhere Empfindlichkeit erreicht werden, sie konnte jedoch wegen des Einflusses des Heizstromes auf die Sonden nicht voll ausgenutzt werden. Außer in Luft können die Proben ebenfalls in einem Vakuum von 10^{-2} Torr , oder Argon- bzw. Stickstoff-Atmosphäre aufgeheizt werden. Wegen der schon beschriebenen großen Störfelder sind die Versuche mit dieser Apparatur in einer unmagnetischen Hütte des geophysikalischen Observatoriums der Universität München bei Fürstenfeldbruck durchgeführt worden.

5.3. Apparatur für die Wechselfeld-Entmagnetisierung

Die von mir 1971 gebaute Apparatur unterscheidet sich von der von BOCK (1971) im wesentlichen durch größere Dimensionierung. Die Entmagnetisierungsspule, mit der Spitzenfeldstärken bis zu 2200 Oe erreicht werden können, hat folgende technische Daten:

Länge	30.3 cm	Windungszahl pro cm	112
$\varnothing_i$	11.6 cm	$\varnothing$ des Kupferdrahtes	1.7mm
$\varnothing_a$	18.6 cm	R	14.8
Anzahl d. .		L	0.85Hy
Lagen	24	Spulenfaktor	149 Oe/A

Die für den Resonanzfall bei 50 Hz notwendige Kapazität im Schwingkreis beträgt 12.06 F, die bereits ein Kondensator (Bosch MP, 450 V DB) hat. Wegen der großen Spannungsüberhöhung von

$$Q = \frac{1}{R} \sqrt{\frac{L}{C}} = 19$$

sind 25 Kondensatoren zu einer Batterie geschaltet, die eine Kapazität von 12 F besitzt und für eine Spannung von 2200 V im Dauerbetrieb ausgelegt ist.

Die Spannungsüberhöhung in Abhängigkeit von der Frequenz zeigt, daß obere Harmonische im Schwingkreis, die die Symmetrie der Wechselspannung stören könnten, in ihrer Amplitude gegenüber der Grundfrequenz um mindestens einen Faktor 12 kleiner sind (Abb.11) Das kontinuierliche Herunterregeln des Spulenstromes mittels zweier parallel geschalteter Drehtransformatoren zeigt Abb. 12.

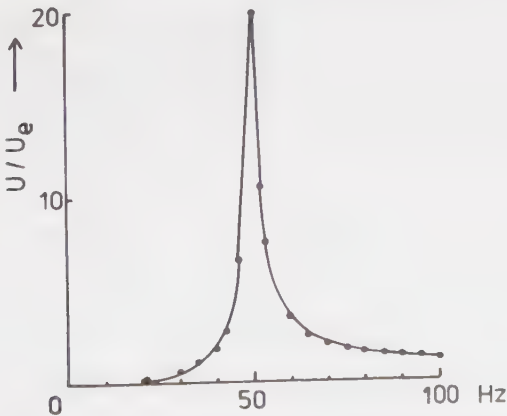


Abb.11: Spannungsüberhöhung in Abhängigkeit von der Frequenz für den Schwingkreis der Apparatur der Wechselfeld-Entmagnetisierung.

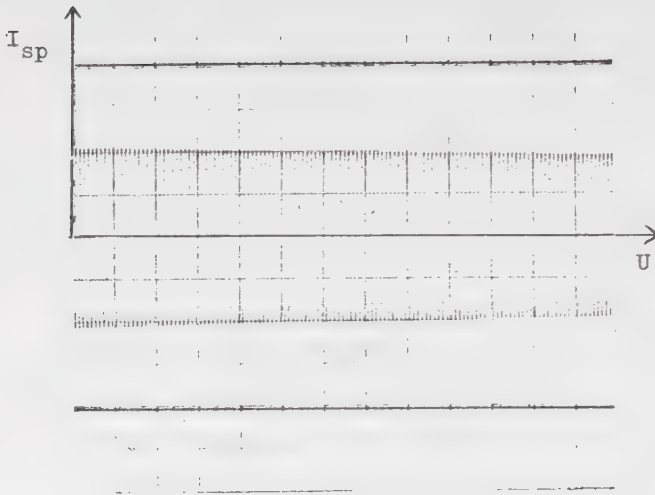


Abb.12: Kontinuierliche Abnahme der Amplitude des Spulenstromes I_{sp} bei dem Herunterregeln der an den an den Spulenkreis angelegten Spannung.

6. Weitere gesteinsmagnetische Untersuchungsmethoden

6.1. Magnetische Untersuchungsmethoden

6.1.1. Messung mit der magnetischen Pendelwaage

Die Messung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung in Abhängigkeit von der Temperatur wird mit einer nach dem FORRER'schen Prinzip gebauten Pendelwaage durchgeführt. Eine detaillierte Beschreibung dieser Apparatur findet sich bei PETERSEN (1961). Die Proben wurden in Pulverform bei Luftatmosphäre gemessen. Die Zeit zum Aufheizen auf 600°C und Abkühlen auf Zimmertemperatur betrug etwa 45 min. Die äußere angelegte Feldstärke variierte zwischen 5 und 10 kOe. Nach PETERSEN (1965) kann der Fehler für die Temperaturmessung mit einem Fehler von 1% angegeben werden, der für die Messung der Intensität der spezifischen Sättigungsmagnetisierung mit 7 %. Die Apparatur wurde mit Nickeldraht und Magnetikügelchen geeicht.

Um die Messungen mit der Pendelwaage in Tabellenform festhalten zu können, erscheint es sinnvoll, die von DOELL und COX (1965) vorgeschlagene Klassifikation zu übernehmen, die vier Typen von $I_s(T)$ -Kurven unterschieden: Typ 1: einfache, durch einen Curie-Punkt gekennzeichnete $I_s(T)$ -Kurve, die auf eine homogene Titanomagnetitphase schließen läßt. Typ 2: Kein gut

ausgebildetes 'Knie'. Der Verlauf der $I_s(T)$ -Kurve deutet auf Titanomagnetitkörner mit variierender Zusammensetzung hin. Typ 3: $I_s(T)$ -Kurve, deren Form durch zwei Curie-Punkte charakterisiert ist. Typ 4: Die chemische Änderung während des Aufheizens ist so groß, daß die ursprüngliche Curie-Temperatur nicht mehr bestimmt werden kann. Haben Aufheiz- und Abkühlkurve Formen von unterschiedlichen Typen, so werden sie hier zusätzlich getrennt klassifiziert. Der Index (a) gibt an, daß die Abkühlkurve unterhalb der Aufheizkurve bleibt, während der Index (b) bei DOELL und COX (1965) angibt, daß die Abkühlkurve die Aufheizkurve kreuzt. Es erscheint sinnvoll, ihm zusätzlich die Bedeutung zu geben, daß die Aufheizkurve unterhalb der Abkühlkurve liegt.

6.1.2. Messung der remanenten Magnetisierung

Mit wenigen Ausnahmen wird die Messung der remanenten Magnetisierung mit einem langsam rotierenden Spinner der Fa. Digico ltd., England, durchgeführt. Der Spinner wird mit einem von der Firma gelieferten Standard mit zeitlich stabiler Remanenz geeicht. Für die Intensitätsmessungen interessiert die Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse, die von der Intensität der Magnetisierung und von der gewählten Anzahl der Meßumdrehungen des Spinners abhängt. Meßserien zeigen, daß bei einer Intensität von größer als 10^{-3} G und 2^4 Umdrehungen bzw.

einer Intensität zwischen 10^{-3} und 10^{-4} G und 2^5 Umdrehungen der größte relative Fehler 0.3 % beträgt, der bei der Auswertung der Intensitätsmessungen vernachlässigt werden kann.

6.1.3. Messung der Anfangs-Suszeptibilität

Die Meßanordnung für die Bestimmung der Anfangs-Suszeptibilität zeigt schematisch Abb. 13. Die Probe wird in ein magnetisches Nullfeld plaziert. Anlegen eines äußeren Feldes erzeugt eine induzierte Magnetisierung, deren Streufeld von Förster-Sonden gemessen wird. Ein Nullversuch ohne Probe stellt sicher, daß äußeres Feld und Förster-sonden-Paar senkrecht zueinander stehen und letzteres nur das Streufeld der Probe mißt. Die Abhängigkeit der induzierten Magnetisierung von dem äußeren Feld ist für

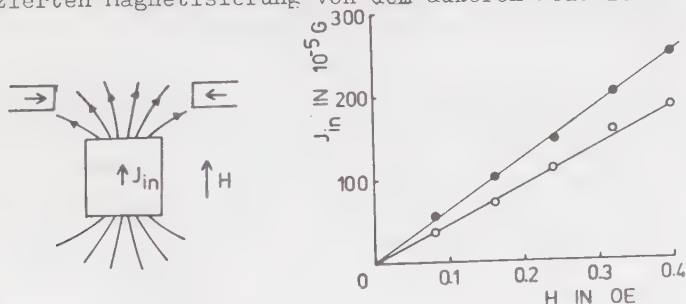


Abb. 13 : Links Schematische Meßanordnung zur Bestimmung der Anfangs-Suszeptibilität. Rechts: Meßergebnis für die Probe N 12 (Ätna aus dem Jahre 1886). Anfangs-Suszeptibilität vor dem Aufheizen

$k_A^v = 6.5 \cdot 10^{-3}$ G/Oe (ausgefüllte Kreise) und nach dem Aufheizen $k_A^n = 5.0 \cdot 10^{-3}$ G/Oe (offene Kreise)

Probe N 12 in Abb. 13 dargestellt. Die Steigung der Ausgleichsgeraden gibt die Anfangs- Suszeptibilität $k_A = (dJ / dH)_{H \rightarrow 0, J \rightarrow 0}$ in G/Oe an.

6.1.4. Messung der Hystereschleife

Die Aufnahme der Hystereschleife einiger Proben vor und nach dem Aufheizen erfolgt mit einem Koerzimeter der Fa. Förster. Der schematische Aufbau der Apparatur ist bei SCHWEITZER (1969) beschrieben. Die Spule der Apparatur liefert maximal magnetisierende Felder von 1400 Oe, mit denen eine ausreichende Sättigung erreicht werden kann, um bei Basalten systematische Veränderungen nach dem Aufheizen feststellen zu können.

6.2. Untersuchungen mit dem Erzmikroskop

Begleitend zu den gesteinsmagnetischen Messungen werden an Anschliffen, die von den selben Bohrkernen bzw. Handstücken hergestellt werden, Beobachtungen mit dem Erzmikroskop gemacht. Ein wesentliches Augenmerk wird dabei auf den Grad der Hochtemperatur-Oxydation der Titanomagnetit-Körner gerichtet und dieser abgeschätzt, da zwischen ihm und der Stabilität der Basalte gegen physikalisch-chemische Änderungen bei Wiedererhitzung auf 600°C ein enger Zusammenhang vermutet wird. Pro Anschliff wird dazu von etwa 50 Titanomagnetit-

körnern der Grad der Hochtemperatur-Oxydation bestimmt, unter Verwendung der von WILSON und HAGGERTY (1966) angegebenen Klassifikation. In den Tabellen ist der über die beobachteten Titanomagnetit-Körner gemittelte beobachtete Grad der Hochtemperatur-Oxydation in Form von sechs Oxydationsklassen angegeben, die folgendermaßen definiert sind:

- Klasse I : braune, idiomorphe Titanomagnetit-Körner (10-30 μ) mit gut ausgebildeten Kanten. Die Körner sind homogen und haben keine Entmischungslamellen. Niedrigster Grad der subsequenten Oxydation.
- Klasse II : braune Titanomagnetit-Körner mit einigen helleren Ilmenitlamellen parallel zu den Oktaederflächen. Die Kornumrandung ist durch Resorptionsbuchten gekennzeichnet.
- Klasse III : braune Titanomagnetit-Körner mit einem dichten Netz von Ilmenitlamellen. Der Titanomagnetit erreicht nahezu die Zusammensetzung von Magnetit. Der Prozeß der Bildung von Ilmenitlamellen ist abgeschlossen.
- Klasse IV : Umwandlung der Ilmenitlamellen in kleinere Aggregate von Titanohämatit und Ferrirutil mit stärkerer Reflektion. Die Silikate in der Umgebung der Erzkörner zeigen Rotfärbung.

Klasse V : Körner mit Relikten von braunen Titanomagnetit-Körnern, fast alle aus weiß scheinenden, hoch reflektierenden und stark anisotropen, hämatitnahen Titanohämatit sowie aus grau erscheinendem Pseudobrookit. Höchster Grad der Hochtemperatur-Oxydation.

Klasse VI : Parallel zu Klasse V führen WILSON und HAGGERTY die Klasse VI ein, bei der keine braune Titanomagnetitphase mehr vorhanden ist, sondern nur noch grauer Pseudobrookit neben noch höher reflektierenden, hämatitreicheren Titanohämatit.

Sehr schön werden die Oxydationsklassen anhand farbiger Erzmikroskopie-Aufnahmen von HAGGERTY (1971) illustriert.

7. Intensitätsmessungen zur Methodenkontrolle

Von der Anwendung der verschiedenen beschriebenen Methoden an rezenten Laven, die in einem bekannten Feld abgekühlt sind, werden folgende Ergebnisse erwartet:

a. Die Erarbeitung einer spezifisch besten Methode, die abhängig von dem Probentyp ist.

b. Die Entwicklung von Eignungskriterien für jede Methode.

Die Proben werden nach ihrem Grad der Hochtemperatur-Oxydation eingeteilt, der nach den bisherigen Erkenntnissen entscheidend die Größe der irreversiblen Änderungen der magnetischen Parameter bei Wiedererhitzung bestimmt.

7.1. Basalte mit entmischten Titanomagnetiten

7.1.1. Ätna

An Proben von drei rezenten Laven des Ätna sind Intensitäten gemessen worden. Es sind dies die Laven, die in den Jahren 1971 (Probenbezeichnung A,B), 1950/51 (F), und 1886 (N) gefördert wurden. Abb. 14 zeigt eine Karte mit den Probenorten. Im Anhang findet sich eine genaue Ortsbeschreibung, sowie die Ergebnisse verschiedener naßchemischer Analysen. Nach RITTMANN (1963) sind die rezenten Laven des Ätna Grenztypen zwischen Basalten, Andesiten und Nephelin-Tephriten. Nach CRISTOFOLINI (1971) entsprechen die basischen Laven etwa den Hawaiiten der



Abb.14: Der Ätna. Die Kreuze bezeichnen die Lokalitäten der Probenentnahme.

Alkali-Olivin-Serie (WILKINSON 1967), haben jedoch geringeren Titan- und höheren Aluminiumgehalt. TANGUY (1968) bezeichnet sie als tephritische Labradorite und als tephritische Basalte (1971). Sie sind gewöhnlich porphyrisch, mit 30 bis 40 % Einsprenglingen. Sanidin und Nephelin sind mit etwa 10 und 5 % vertreten.

Lava von 1971 (A,B)

Die beiden untersuchten Handstücke stammen aus oberflächennahen Partien der Lava aus der Nähe von Fornazzo.

Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve

Die ferrimagnetische Erzkomponente beider Proben sind zwei Gruppen von Titanomagnetit-Körnern, einmal mit Korngrößen von 50 bis 100 μ zum anderen mit Korngrößen kleiner als 5 μ . Der Grad der Hochtemperatur-Oxydation (Kap.6.2) ist bei Probe A mit IV bis V höher als bei Probe B mit III bis IV. Damit steht im Einklang, daß die Intensität der spezifischen Sättigungs-Magnetisierung bei Zimmertemperatur für Probe A etwa vier mal kleiner ist als für Probe B. Bei der stärkeren Hochtemperatur-Oxydation der Probe A ist ein größerer Anteil der Titanomagnetit-Phase in unmagnetische Erzphasen wie Ilmohämatit und Pseudobrookit transformiert worden. Die $I_s(T)$ -Kurven weisen für beide Proben auf einen Curie-Punkt von 540°C hin.

(Abb. 15a, 16a). Bei beiden Proben hat die Intensität der spezifischen Sättigungs-Magnetisierung bei Zimmertemperatur nach dem Aufheizen auf 600°C abgenommen, und zwar beträgt die Änderung für Probe A: $\Delta I_s = -6.3\%$, für Probe B: $\Delta I_s = -11.7\%$.

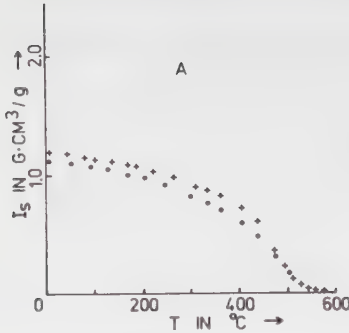
Intensitätsmessungen und zusätzliche gesteinsmagnetische Messungen

Die Ergebnisse der Intensitätsbestimmungen nach drei Methoden sind für die Proben A und B in den Abb. 15 und 16 gezeigt und in der Tabelle 1 zusammengestellt, in der auch die Ergebnisse nach der Methode der ARM für Probe B aufgeführt sind. Im Mittel ergeben die Intensitätsmessungen für die zwei Proben eine Paläointensität von 0.42 ± 0.01 Oe, in guter Übereinstimmung mit der jetzigen Intensität des Erdmagnetfeldes von 0.43 Oe am Ätna.

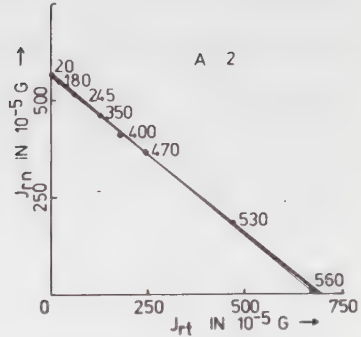
Die Anfangs-Suszeptibilität hat für die Probe A 3 um 10 % abgenommen, dagegen zeigen beide Proben A 4 und B 2/2 nach dem Aufheizen eine gleiche Intensität der Sättigungsremanenz im ganzen Koerzitivkraftbereich.

Ätna-Lava von 1886

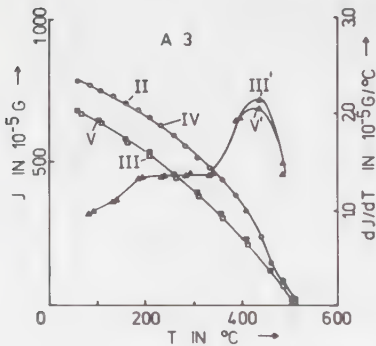
Die fünf untersuchten Handstücke N 3, N 12, N 23, N 28 und N 30 stammen aus dem Steinbruch von Nicolosi und



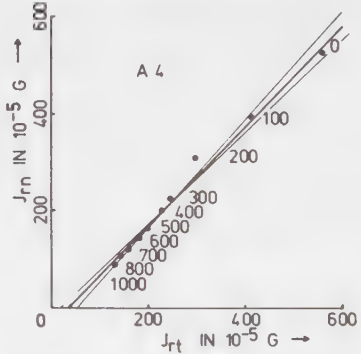
a) $I_s(T)$ -Kurve



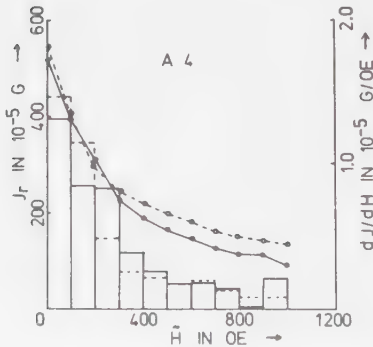
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



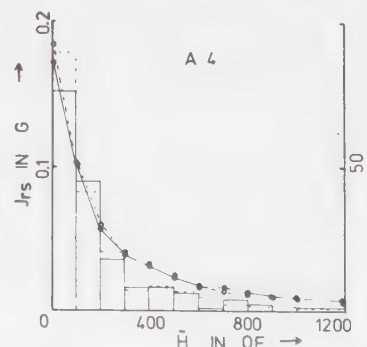
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)

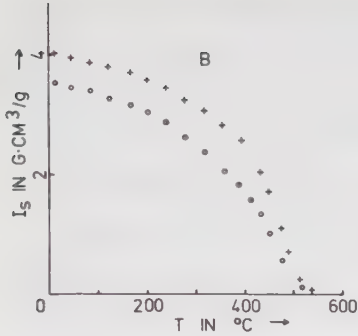


e) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)

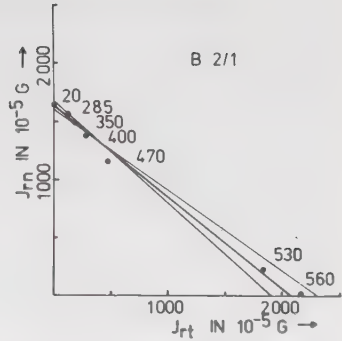


f) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)

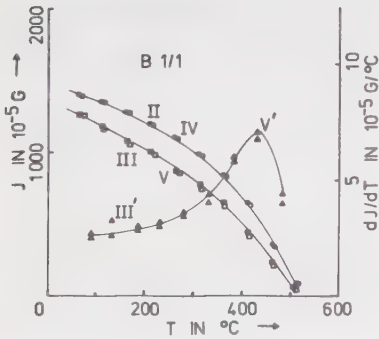
Abb.15: Intensitätsmessungen an Proben der Ätna-Lava aus dem Jahre 1971. Handstück A.



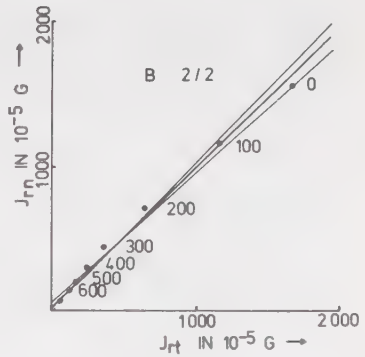
a) $I_s(T)$ -Kurve



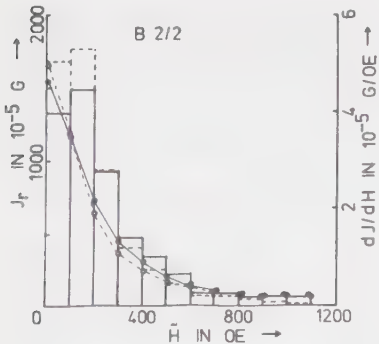
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



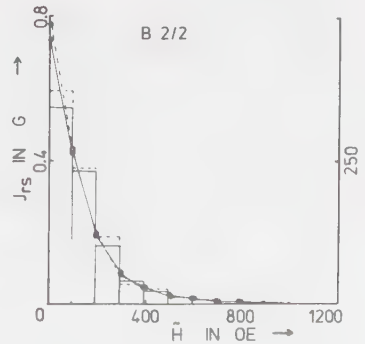
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)

Abb.16: Intensitätsmessungen an Proben der Ätna-Lava aus dem Jahre 1971. Handstück B.

sind mir freundlicherweise von Herrn KLERKX zur Verfügung gestellt worden. Im Laufe der Untersuchungen stellte sich heraus, daß sich die Proben hinsichtlich ihres magnetischen Verhaltens stark unterscheiden. Auch ihr Grad der Hochtemperatur-Oxydation variiert erheblich. Dieser läßt sich mit dem Aussehen der Lava korrelieren. Massige, graue Partien mit relativ wenig Poren aus dem Inneren der Lava wie die Handstücke N 3 und N 12 besitzen einen niedrigen Oxydationsgrad. Porenreiche, mikrokristalline, dunkelgraue (mit einem Stich in das Rötliche), oberflächen-nahe Partien besitzen einen hohen Oxydationsgrad (Proben N 23, N 28, N 30).

N 3 und N 12

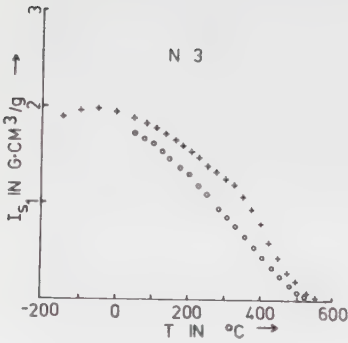
Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ - Kurve

Anschliffe der Handstücke N 3 und N 12 zeigen unter dem Erzmikroskop ein ähnliches Bild. Drei Erzphasen werden beobachtet: graubrauner Titanomagnetit, eine helle anisotrope Phase mit leichtem Reflexionspleochroismus, wahrscheinlich ein Hämoilmenit, und ganz vereinzelt hell-gelb leuchtende Sulfidkörner. Die Titanomagnetit-Körner kleiner als $10-15\mu$ sind von einigen Entmischungslamellen durchzogen, ebenso wie die Randpartien von Körnern größer als 15μ . Vereinzelt werden riesige Titanomagnetit-Körner von mehr als 100μ Durchmesser beobach-

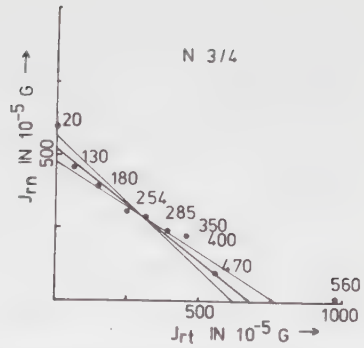
tet. Die Abhängigkeit der spezifischen Sättigungs-Magnetisierung von der Temperatur zeigt für N 3 und N 12 einen Curie-Punkt von 530° bzw. 510°C (Abb. 17a, 18a). Der gerade Verlauf der $I_s(T)$ -Kurven im Temperaturbereich 100° bis 400°C für die Probe N 12 und im Temperaturbereich 100° bis 350°C für die Probe N 3 kann nicht durch ein oder zwei Titanomagnetitphasen erklärt werden, denn die $I_s(T)$ -Kurve einer homogenen Titanomagnetit-Phase hat etwa die Form, wie sie durch die der Probe N 30 (Abb. 20a) repräsentiert werden kann. Bei einer heterogenen Probe mit mehreren ferrimagnetischen Phasen überlagern sich die $I_s(T)$ -Werte der einzelnen Komponenten zu einem im allgemeinen stufenartigen Kurventyp (BLEIL 1973). Die Form der $I_s(T)$ -Kurven der Proben N 3 und N 12 deuten vielmehr auf ein Phasengemisch mit variablen Ulvöspinellanteilen im Magnetit zwischen 65 und 10 % hin. Die Form des Abkühlungsastes der $I_s(T)$ -Kurve der Probe N 12 läßt vermuten, daß das Aufheizen (aufgrund von Titanwanderung?) zu der Bildung zweier definierter Titanomagnetitphasen mit einem Curie-Punkt von 520° und 270°C führt. Kennzeichnend für beide Proben ist die Abnahme der spezifischen Sättigungs-Magnetisierung mit abnehmender Temperatur unterhalb von etwa -50°C (P-Typ).

Intensitätsmessungen und weitere gesteinsmagnetische Messungen

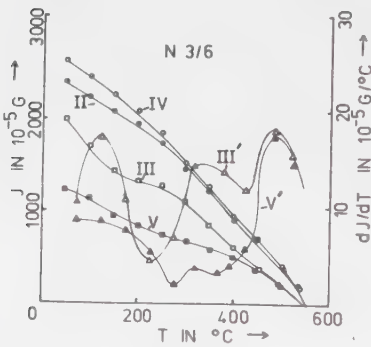
Die Abb. 17, 18 zeigen, daß die Proben N 3 und N 12



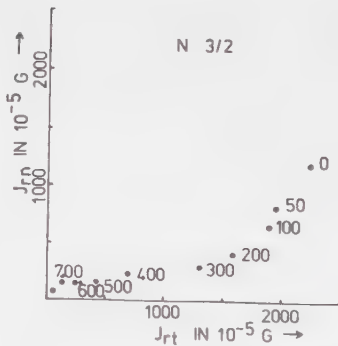
a) $I_s(T)$ -Kurve



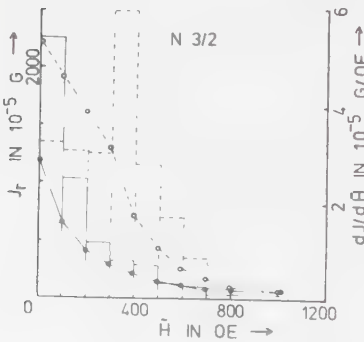
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



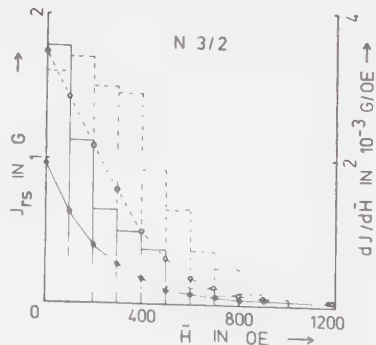
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

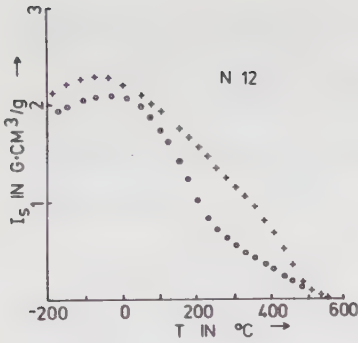


e) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

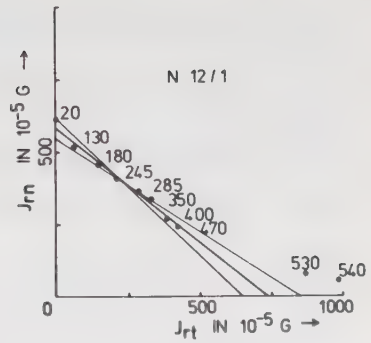


f) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

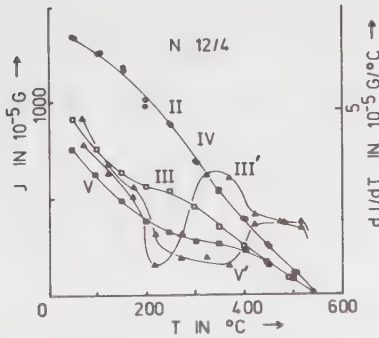
Abb.17: Intensitätsmessungen an Proben der Ätna-Lava aus dem Jahre 1886. Handstück N 3.



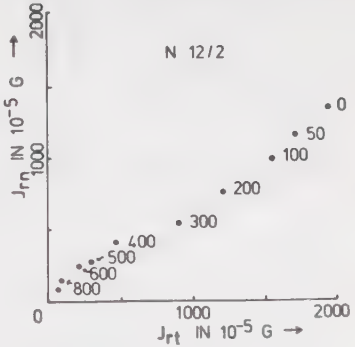
a) $I_s(T)$ -Kurve



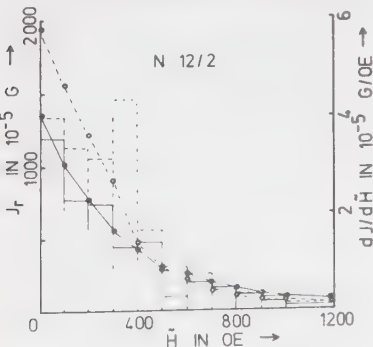
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



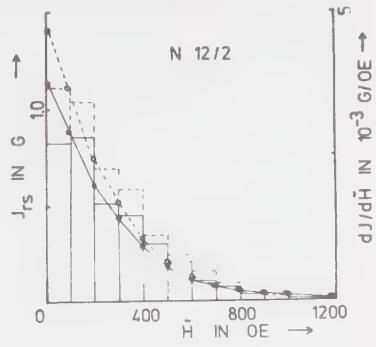
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)

Abb.18: Intensitätsmessungen an Proben der Ätna-Lava aus dem Jahre 1886. Handstück N 12.

nur für Intensitätsmessungen nach der Methode THELLIER in einem breiten Temperaturbereich 20 bis 470°C gut, nach der Methode WILSON nur in dem schmalen Temperaturbereich von 450° bis 510°C geeignet sind. Für Messungen nach der Methode VAN ZIJL ist die Probe N 3 überhaupt nicht, die Probe N 12 bedingt im Koerzitivkraft-Bereich von 400 bis 1200 Oe. geeignet. Die im Mittel zu 0.41 ± 0.01 Oe bestimmte Paläointensität stimmt mit der zu erwartenden Intensität von 0.43 Oe recht gut überein.

N 28 und N 30

Erzmikroskopische Beobachtungen und $I_s(T)$ -Kurve

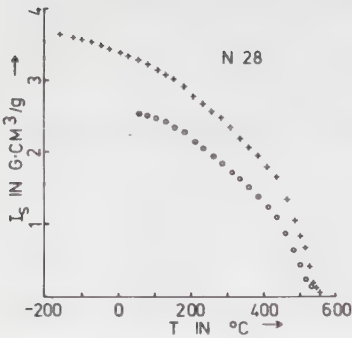
Beobachtungen mit dem Erzmikroskop zeigen, daß Anschliffe der Proben N 28/2, N 30/2 und N 30/3 Paradebeispiele für die Oxydationsklasse V sind. Relikte von grauen Titanomagnetiten, denen der Stich in das Braunrosa fehlt, sind durchzogen von einem Netz dunkelgrauer Nadeln entlang der Oktaederflächen. Die größeren Partien der Erzkörner bestehen aus einer hellgrauen Phase mit Reflexionspleochroismus. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um einen hämatitreichen Ilmohämatit. Die umgebenden Silikate sind stark rot gefärbt. Die $I_s(T)$ -Kurven zeigen nur eine Titanomagnetitphase mit einem Curie-Punkt von jeweils 560°C (Abb. 19a, 20a). Nach dem Aufheizen hat die spezifische Sättigungs-

Magnetisierung bei Zimmertemperatur um 23 % bzw 18 % für N 28 und N 30 abgenommen.

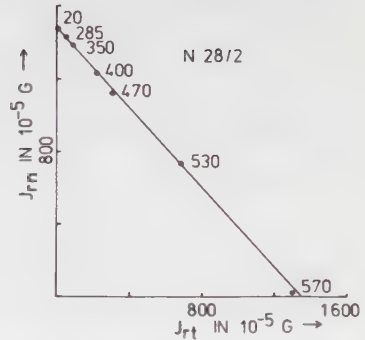
Intensitätsmessungen und zusätzliche gesteinsmagnetische Messungen

Die Abb.19 und 20 zeigen, daß die Proben N 28 und N 30 für die Methode THELLIER im Temperaturbereich 20° - 530°C , nach der Methode WILSON im Temperaturbereich 20° - 550° geeignet sind. Nach der Methode VAN ZIJL ist die Probe N 38/3 im gesamten Koerzitivkraftbereich geeignet die Probe N 30/2 jedoch überhaupt nicht. Im Mittel ergeben die fünf ausgewählten Messungen eine Paläointensität von 0.43 ± 0.03 Oe, in Übereinstimmung mit der zu erwartenden Intensität von 0.43 Oe.

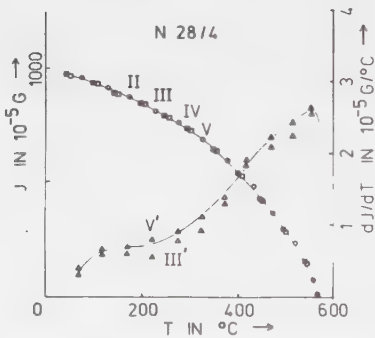
Aufheizen und Temperaturen oberhalb 530° führt bei N 28/2, N 30/3 und N 30/2 zu einer Abnahme der erworbenen Thermoremanenz pro Oe, bei N 28/3 zu einer Zunahme. Bei N 28/4 und N 30/4 sind keine irreversiblen Änderungen der magnetischen Parameter zu beobachten. Bei Handstücken, die aus oberflächennahen Partien einer Lava entnommen werden, ist allerdings auch zu erwarten, daß sie stark inhomogen sind. Insbesondere kann sich der Grad der Hochtemperatur-Oxydation auf wenigen cm stark ändern (THORARINSSON et al. 1973). N 28/4 und N 30/4 sind durch nahezu identische Anfangsuszeptibilitäten vor und nach dem Aufheizen gekennzeichnet.



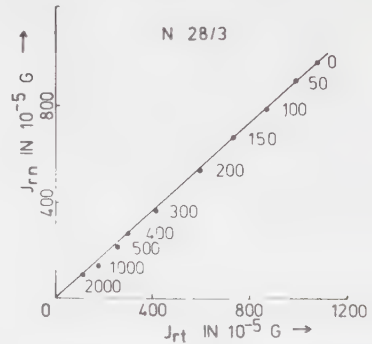
a) $I_s(T)$ -Kurve



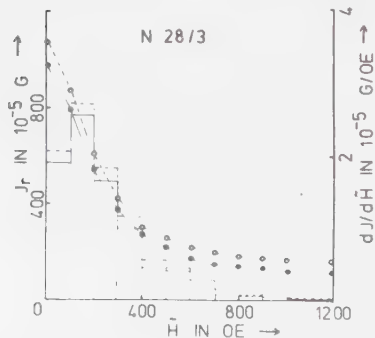
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



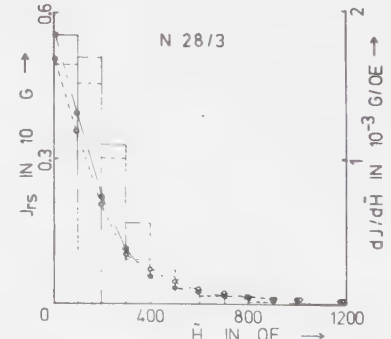
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

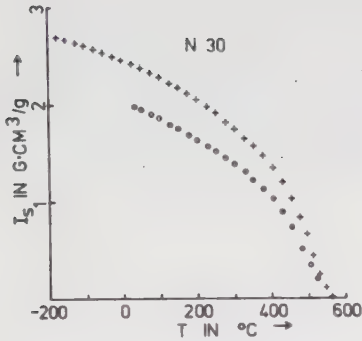


e) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

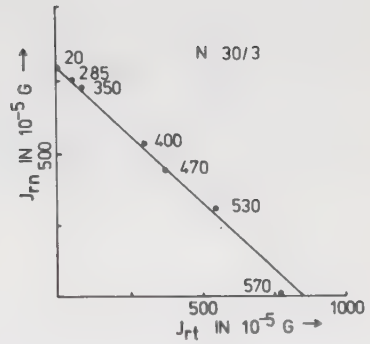


f) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

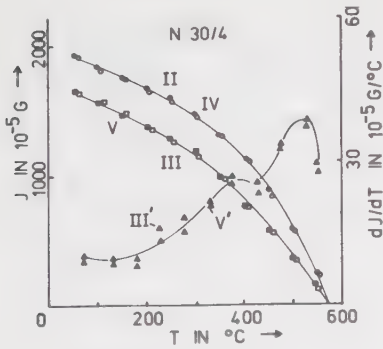
Abb.19: Intensitätsmessungen an Proben der Ätna-Lava aus dem Jahre 1886. Handstück N 28.



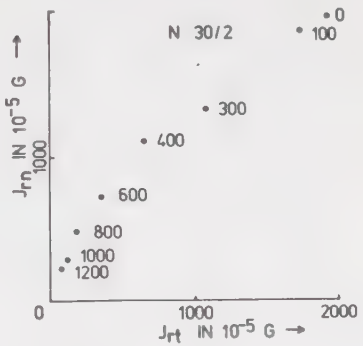
a) $I_s(T)$ -Kurve



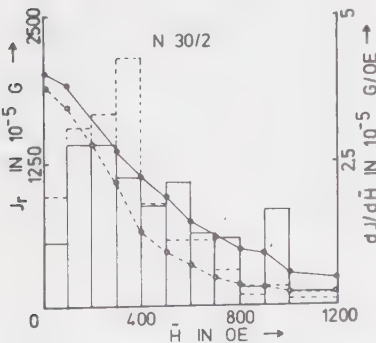
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



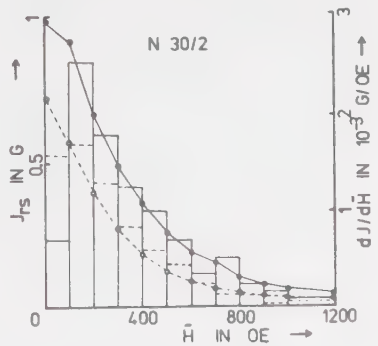
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

Abb.20: Intensitätsmessungen an Proben der Ätna-Lava aus dem Jahre 1886. Handstück N30.

Die Hystereseschleifen von N 28/1 und N 30/1 zeigen nach dem Aufheizen eine kleinere Fläche (Abb.27). Sättigungsremanenz und pauschale Koerzitivkraft haben abgenommen. Die ebenfalls geringere Sättigungsmagnetisierung spricht für Umwandlung einer Titanomaghemit-Phase.

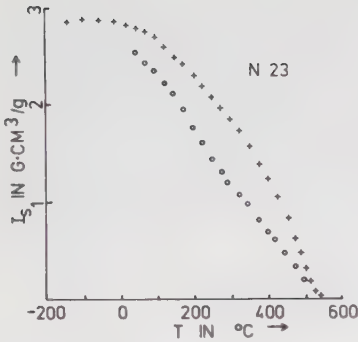
N 23

Erzmikroskopische Untersuchung und $I_s(T)$ -Kurve

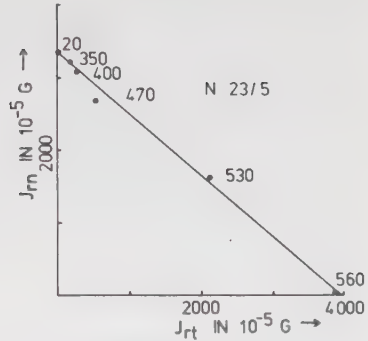
Die Probe wird der Oxydationsklasse III zugerechnet, obwohl diese Festlegung problematisch ist. Größere Titanmagnetitkörner mit mehr als 15 bis 20 μ Durchmesser besitzen nur den Oxydationsgrad II, kleinere Teilchen aber stets III. Daneben werden auch Erzkörner beobachtet, die den Oxydationsgrad IV charakterisieren. Der Aufheizast der $I_s(T)$ -Kurve zeigt nur einen Curie-Punkt von 530°C, der Abkühlast einen zusätzlichen Curie-Punkt von etwa 300°C. Bei Temperaturen unterhalb - 100°C deutet sich eine Abnahme der spezifischen Sättigungsmagnetisierung an (P-Typ). Ein Vergleich der $I_s(T)$ -Kurve von N 23 mit denen der Proben N 3, N 12 und N 28, N 30 läßt vermuten, daß N 23 Titanomagnetit-Phasen enthält, die einen Grad der Hochtemperatur-Oxydation besitzen, der zwischen dem der Proben N 3 und N 12 und der Proben N 28 und N 30 liegt.

Intensitätsmessungen und weitere gesteinsmagnetische Messungen

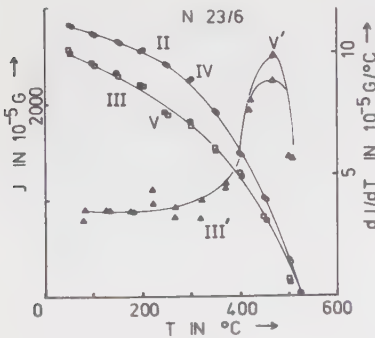
Die Probe N 23 ist für alle drei Methoden geeignet. Im



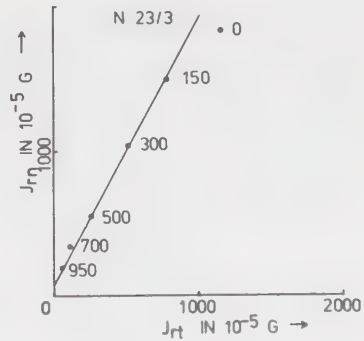
a) $I_s(T)$ -Kurve



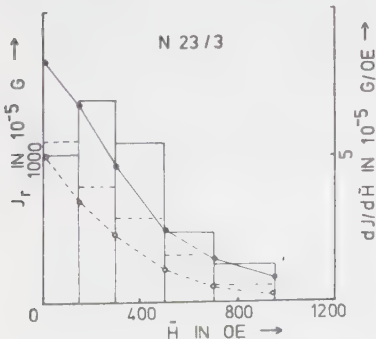
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



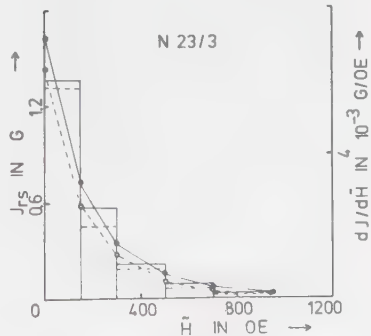
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

Abb.21: Intensitätsmessungen an Proben der Ätna-Lava aus dem Jahre 1886. Handstück N23.

Temperaturbereich von 20° bis 530°C und im Koerzitivkraftbereich von 0 bis 950 Oe liefert sie im Mittel eine Paläointensität von 0.45 ± 0.02 Oe. Die Anfangssuszeptibilität hat nach dem Aufheizen um 7 % und die Sättigungsremanenz um etwa 12 % abgenommen - Zeichen dafür, daß geringe irreversible Änderungen auch hier durch das Aufheizen hervorgerufen werden.

Ätna-Lava von 1950/51

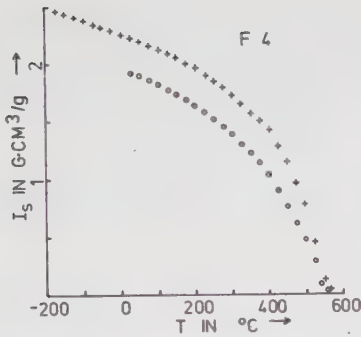
Die Probe F 4 gehört zu einer Reihe von Handstücken der Lava 1950/51, an denen Intensitätsmessungen nach der Methode WILSON durchgeführt worden sind (ANGENHEISTER et al. 1971). F 4 ist aus einer oberflächennahen Partie der Lava entnommen worden und ähnlich wie Probe N 28 stark inhomogen.

Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve

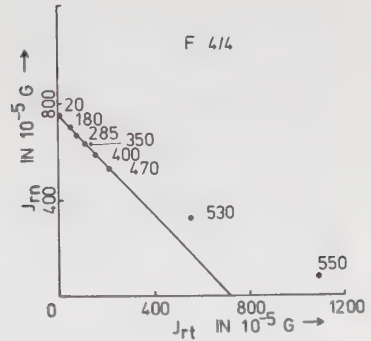
Der Anschliff der Probe F 4/1 zeigt den Grad der Hochtemperatur-Oxydation von III/IV an. Die $I_s(T)$ -Kurve zeigt nur eine Titanomagnetit-Phase mit dem Curie-Punkt von 560°C . Die spezifische Sättigungsmagnetisierung hat nach dem Aufheizen um 14 % abgenommen.

Intensitätsmessungen und zusätzliche gesteinsmagnetische Messungen

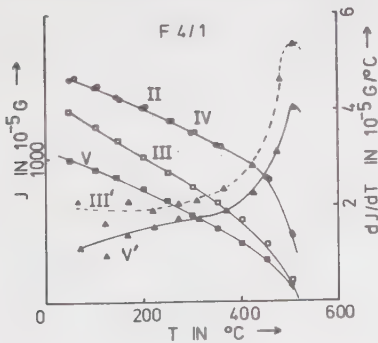
Aus der Abb. 22 geht hervor, daß F 4/1 nach der Methode WILSON im Temperaturbereich 20 bis 510°C , F 4/4 nach der



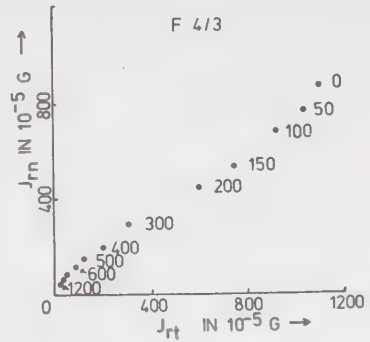
a) $I_S(T)$ -Kurve



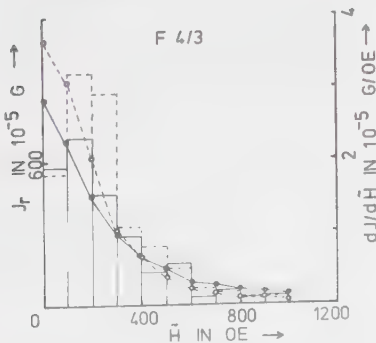
b) Methode THELLIER (s. Abb. 3)



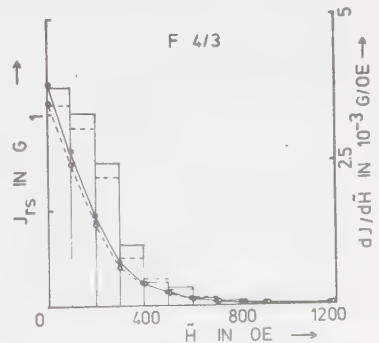
c) Methode WILSON (s. Abb. 5)



d) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

Abb. 42: Intensitätsmessungen an Proben aus einem Handstück der Ätna-Lava aus dem Jahre 1950/51.

Methode THELLIER im Temperatur-Bereich 20 bis 470°C und F 4/3 nach der Methode VAN ZIJL im Koerzitivkraft-Bereich 300 bis 1200 Oe geeignet sind. Im Mittel ergibt sich eine Paläointensität von 0.45 ± 0.1 Oe, in guter Übereinstimmung mit der am Ätna herrschenden Feldstärke. Oberhalb 470°C nimmt die pro Oe erworbene Thermoremanenz in der Intensität bei F 4/4 und F 4/3 zu, während die Sättigungsremanenz von F 4/3 abnimmt. F 4/1 zeigt keine irreversiblen Änderungen. Auch die Anfangsuszeptibilität vor und nach dem Aufheizen verändert sich nicht.

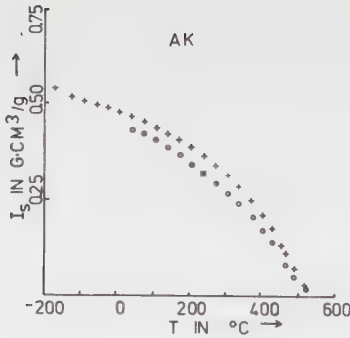
7.1.2. Ischia

Der Arso-Strom von 1301, die jüngste Lava Ischias, ist paläomagnetisch bereits von TANGUY und POZZI (1972) untersucht worden. Für Intensitätsmessungen wurden vier orientierte Handstücke aus dem Lava-Strom (AL) und eins aus dem Krater (AK) entnommen. Obwohl die Intensität des Erdmagnetfeldes, in dem die Arso-Lava abgekühlt ist, nicht durch direkte Messungen bekannt ist, wird diese Lava in die Methodenkontrolle miteinbezogen, um neben der Ätna-Lava auch Laven anderer chemischer Zusammensetzung zu untersuchen. Bei der sehr porenreichen, grauen Lava handelt es sich um einen foid- und olivinführenden Trachyt. Auffallend sind die 5 - 20 mm großen weißen Sanidin-Einsprenglinge. Die Ergebnisse einer naßchemischen Analyse von WASHINGTON (1896) finden sich im Anhang. Im Unterschied zu den untersuchten basischeren Ätna-Laven unterscheiden

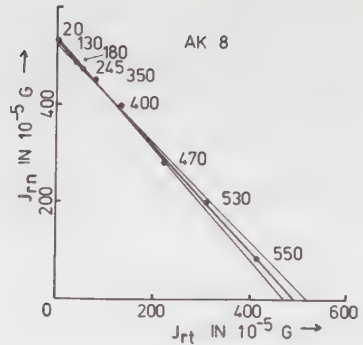
sich Proben, die aus unterschiedlichen Partien der Arso-Lava entnommen worden sind, nur unwesentlich in ihren gesteinsmagnetischen Eigenschaften.

Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve

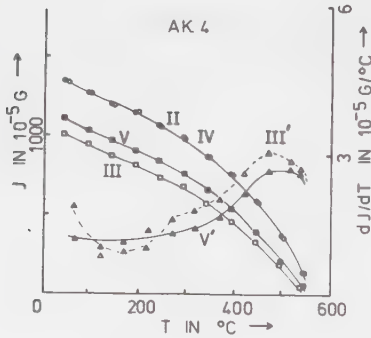
Der Grad der Hochtemperatur-Oxydation läßt sich nur schwierig bestimmen, da die Erzkörner meist nur einen Durchmesser von 2μ und kleiner besitzen. Bei dieser Korngröße ist die Identifikation der Erzphase nicht mehr möglich, da die Körner zudem noch inhomogen sind. Die Anschliffe sind in die Oxydationsklasse V eingeordnet worden, da ganz vereinzelt größere, vollständig entmischte Titanomagnetitkörner (Durchmesser etwa 20μ) beobachtet werden, deren Entmischungslamellen aus Pseudobrookit und Hämoilmenit bestehen. Die Titanomagnetit-Phase ist von einem Netz kleiner, dunkler Nadeln überzogen, die nach RAMDOHR (1955) aus einer Spinellphase bestehen könnte. Außerdem werden auch kleine Ilmenitnadelchen von etwa 5μ -Länge beobachtet, die auch in der $I_s(T)$ -Kurve (Abb. 23 a) durch einen schwach angedeuteten Curie-Punkt bei etwa -140°C nachgewiesen werden können, der einem Hämoilmentit mit etwa 8 Mol. % Hämatit entspricht. Die $I_s(T)$ -Kurve zeigt nur eine Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt von 530°C .



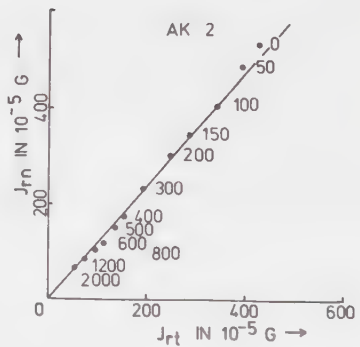
a) $I_s(T)$ -Kurve



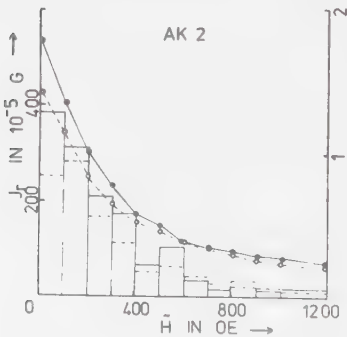
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



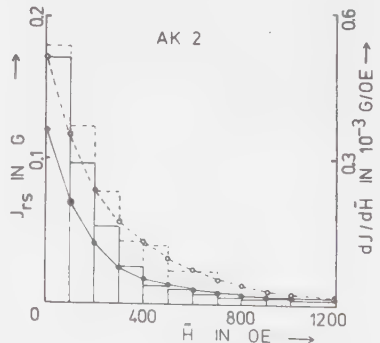
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode V. ZIJL (s.Abb.6)

Abb.23: Intensitätsmessungen an Proben der Arso-Lava aus dem Jahre 1301 (Ischia, Italien).

Intensitätsmessungen und weitere gesteinsmagnetische Untersuchungen

Proben der Arso-Lava sind für alle Methoden der Intensitätsmessungen geeignet. Im Mittel berechnet sich aus vier Messungen eine Paläointensität von $F = 0.52 \pm 0.02$ Oe. Verglichen mit der heute in Ischia herrschenden Feldstärke von 0.4 4 Oe war sie dort im Jahre 1301 um den Faktor 1.18 größer:

$F/F_0 = 1.18$. Die Intensitätsmessungen deuten auf keine irreversiblen Änderungen im magnetischen Verhalten der Proben während des Aufheizens auf 550°C hin; daher verwundert die starke Zunahme der Sättigungsremanenz nach dem Aufheizen, die am ehesten durch einen experimentellen Fehler erklärt werden kann.

7.2 Basalte mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten

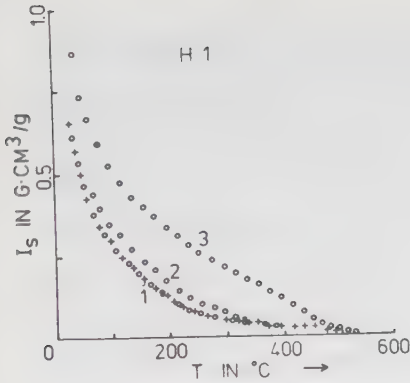
In den Arbeiten von BUDDINGTON und LINDSLEY (1964), FUDALI (1965) CARMICHAEL und NICHOLLS (1967) ist die wahrscheinliche Zusammensetzung des primären Mischkristalls der Magnetit-Ulvöspinell-Reihe in basaltischen Gesteinen diskutiert, die im wesentlichen durch die Sauerstoff-Fugazität, Kristallisation-Temperatur und Alkali-Gehalt geregelt wird. Nach diesen Untersuchungen sind Titanomagnetit-Phasen mit einem Ulvöspinell-Gehalt von 50-85 % wahrscheinlich, denen ein Curie-Punkt von -30° bis 230°C zugeordnet ist. Titanomagnetit-Phasen mit diesen niedrigen Curie-Punkten besitzen etwa

die mächtigen tertiären Basaltvorkommen der Oberpfalz, die offensichtlich ohne äußere Sauerstoff-Zufuhr abgekühlt sind. Die für die Methodenkontrolle benötigten rezenten Laven mit derart niedrigen Curie-Punkten wurden weder bei sieben Ätna-Laven noch bei zwei Vesuv-Laven gefunden. Dagegen scheinen Proben von vier isländischen Laven eine nur geringe Hochtemperatur-Oxydation erfahren zu haben, an denen Intensitätsmessungen versucht werden (Hekla-Laven aus den Jahren 1970 (H1), 1878 (H4) und 1913 (H6); Askja-Lava, postglazial, nicht datiert). Äußerlich sind die Proben an ihrer Anthrazit-Farbe erkennbar, während oxydierte isländische Laven eine graue Farbe annehmen, in die sich bei hochoxydierten Laven ein rötlicher Ton mischt.

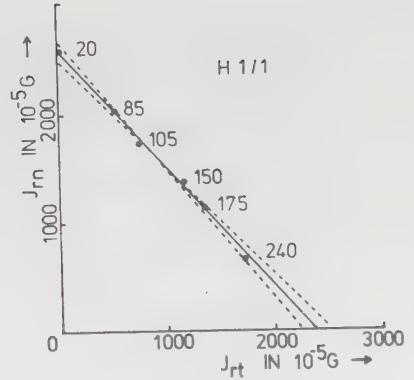
7.2.1 Erzmikroskopie und $I_s(T)$ -Kurve

Unter dem Erzmikroskop zeigen Anschliffe aller vier Laven braunrosane Titanomagnetit-Körner ohne jegliche Entmischungslamellen und können daher der Oxydationsklasse I zugeordnet werden. Gemeinsam ist den Anschliffen auch, daß sie zwei Gruppen von Titanomagnetit-Körnern zeigen, eine Gruppe mit einem Durchmesser von $10 - 40 \mu$, eine andere mit einem Durchmesser von weniger als 2μ . Auffallend sind die geradlinigen Umrandungen der Erzkörner, bei denen Resorptionsbuchten selten sind.

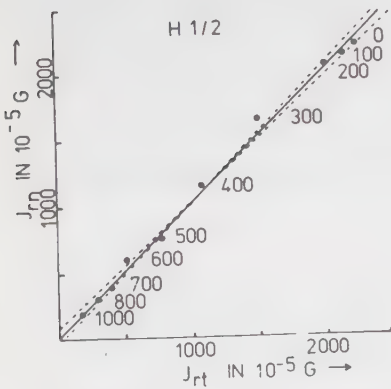
Eine typische Kurve der spezifischen Sättigungsmagnetisierung in Abhängigkeit von der Temperatur für unoxydierte



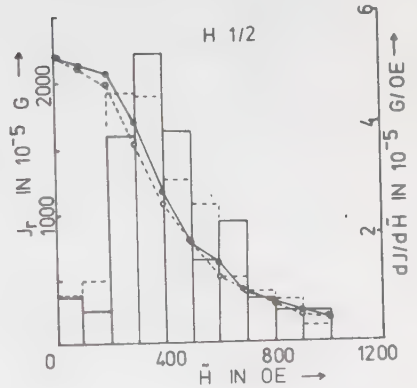
a) $I_s(T)$ -Kurve



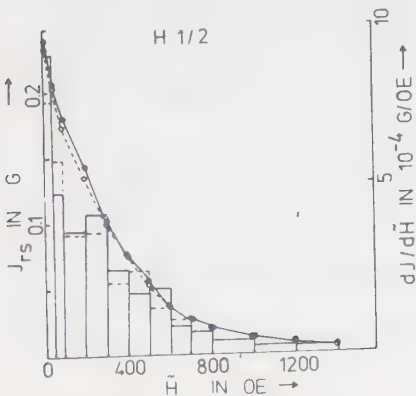
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



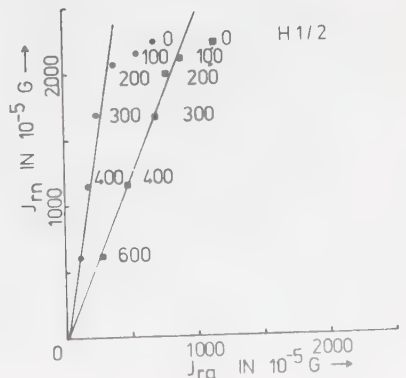
c) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



d) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode ARM (s.Abb.7)

Abb.24: Intensitätsmessungen an Proben der Hekla-Lava aus dem Jahre 1970 (Island)

Proben ist in Abb. 24a, Kurve 1, dargestellt. Charakteristisch ist das undeutlich ausgebildete 'Knie', aus dem sich der Curie-Punkt der primären Titanomagnetit-Phase nur auf einige 10°C genau ablesen läßt. Aus den $I_s(T)$ -Kurven läßt sich eine zweite Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt von etwa 470°C erkennen, die zeigt, daß die Laven bereits leicht oxydiert sind. Bei Aufheizen auf Temperaturen bis 320°C sind Aufheiz- und Abkühlungsast der $I_s(T)$ -Kurve identisch (Abb. 24, Kurve 1 : + und o). Aufheizen zu höheren Temperaturen führt zu der Bildung einer Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt, der etwas unterhalb der Aufheizungs-Temperatur T liegt. (Abb. 24, Kurve 2 ($T_a = 380^{\circ}\text{C}$), Kurve 3 ($T_a = 530^{\circ}\text{C}$). Aus der Abkühlungskurve 3 geht hervor, daß auch nach Aufheizen auf 530°C die primäre Titanomagnetit-Phase vorhanden ist, deren Gehalt aber abgenommen hat.

7.2.2. Intensitätsmessungen und weitere gesteinsmagnetische Messungen

Nach den Methoden THELLIER, VAN ZIJL und der ARM sind an insgesamt 13 Basaltproben mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten Intensitätsmessungen durchgeführt worden. Die Ergebnisse dieser Messungen sind der Tabelle 2 zu entnehmen. Die Intensität des Erdmagnetfeldes in Island ($F_0 = 0.510e$) läßt sich an den historischen Hekla-Laven nach allen drei Methoden recht gut bestimmen. 3 Proben

der Hekla-Laven nach der Methode THELLIER ergeben einen Wert von 0.53 ± 0.02 Oe, 3 Proben nach der Methode VAN ZIJL einen Wert von 0.56 ± 0.03 Oe, 3 Proben nach der Methode der ARM einen Wert von 0.55 ± 0.03 Oe. Der Mittelwert der Paläointensität F, bestimmt aus diesen 9 Proben, ist 0.55 ± 0.03 Oe.

Auffallend sind die mit der Methode VAN ZIJL und der ARM bestimmten Werte für die Paläointensität, die alle systematisch zu hoch liegen. Als repräsentativ für unoxydierte Basalte können die Meßergebnisse von Proben der Hekla-Lava aus dem Jahre 1970 angesehen werden, die in Abb. 24 dargestellt sind.

7.3. Diskussion der Ergebnisse

Die Messungen der Intensität des Erdmagnetfeldes zur Methodenkontrolle an rezenten Laven zeigen: Die dominierende Fehlerquelle bei der Intensitätsbestimmung wird durch physikalisch-chemisch-mineralogischen Änderungen der ferromagnetischen Mineralien während des Aufheizens bewirkt. Demgegenüber sind andere, von COE (1967) diskutierte mögliche Fehlerquellen nicht nachweisbar. Es war z. B. vermutet, daß etwa die Intensität der Thermoremanenz nicht exakt linear von dem äußeren Magnetfeld abhängt (Voraussetzung für die Gültigkeit der Gleichung 1) oder daß eine unterschiedliche Abkühlungsrate am Probenort und im Labor die Intensität der Thermoremanenz beeinflusst.

Die Güte und Zuverlässigkeit einer Methode zur Bestimmung der Paläointensität muß an der Beantwortung folgender Frage gemessen werden, inwieweit die Methode in der Lage ist, die durch das Aufheizen bedingten irreversiblen Änderungen der die Magnetisierung bestimmenden Parameter der untersuchten Proben zu erkennen, sie eventuell zu korrigieren oder sie bei den erforderlichen Experimenten zu umgehen.

7.3.1. Verhalten verschiedener basaltischer Lavaproben gegenüber Aufheizen als Funktion ihres Grades der Hochtemperatur-Oxydation

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben die Ergebnisse anderer Arbeiten bestätigt, daß Basaltproben unterschiedlich für Intensitätsmessungen geeignet sind; und zwar ist die Eignung einer Probe abhängig von dem Grad der Hochtemperatur-Oxydation ihrer Titanomagnetite. Gut geeignet für Intensitätsmessungen sind Proben, die beim Aufheizen über ihren Curie-Punkt geringe physikalisch-chemisch-mineralogische Änderungen zeigen. ADE-HALL et al. (1968) sprechen von einem geringen 'Umwandlungspotential'. Die Untersuchungen dieser Arbeit zeigen, daß Basalte, die für alle Methoden der Intensitätsbestimmung gut geeignet sind, entweder der Oxydationsklasse I angehören oder den Oxydationsklassen III/IV bis V. Ein großes 'Umwandlungspotential' gegenüber Aufheizen besitzen Basalte der Oxydationsklasse I/II bis III. Im folgenden soll das Verhalten der

magnetischen Eigenschaften beim Aufheizen dieser drei Gruppen, die nur unscharf voneinander abgegrenzt werden können, beschrieben werden.

Basalte mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten

Diese Basalte sind erzmikroskopisch durch homogene Titanomagnetit-Körner gekennzeichnet, die geradlinige Umrundungen und selten Resorptionsbuchten besitzen. Die $I_s(T)$ -Kurve besitzt eine Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt von weniger als 200°C . Allerdings zeigt die genauere Auswertung der $I_s(T)$ -Kurve, daß neben dieser primären Titanomagnetit-Phase auch noch eine Titanomagnetit-Phase mit einem hohen Curie-Punkt von etwa 400°C - 520°C mit variierenden Gehalt vorhanden ist. Die homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetite sind von den Titanomaghemiten zu unterscheiden, die durch Tieftemperatur-Oxydation mit Kationen-Defektstruktur aus den stöchiometrischen Titanomagnetiten hervorgehen. Unter den untersuchten rezenten Laven befanden sich keine, die eine Titanomaghemit-Phase enthielten und die auf ihre Eignung für Intensitätsmessungen überprüft werden konnten. Die Untersuchungen von SANVER (1968) und die Messungen an dem Kreide-Basalt von Rön, Schweden, (Kap. 10) lassen jedoch vermuten, daß Basalte mit Titanomaghemit für Intensitätsmessungen nicht geeignet sind. Nach Untersuchungen einer Reihe von Autoren (z.B. PETERSEN, 1965) läßt die Beobachtung homogener Titanomagnetitkörner

mit dem Erzmikroskop allein nicht den Schluß zu, daß es sich um einen stöchiometrischen Titanomagnetit handelt. Aufgrund der unterschiedlichen Reaktionsgeschwindigkeit der Oxydationsprozesse für oxydierte und nicht oxydierte Titanomagnetite gegenüber Aufheizen lassen sich folgende empirisch gewonnenen Unterscheidungsmerkmale angeben:

Wird die Messung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung an Proben in Pulverform durchgeführt (Korngröße ungefähr 20μ), so daß ein guter Kontakt der Kornoberflächen mit der Luft gewährleistet ist, und beträgt die Aufheiz- und Abkühlrate etwa $20-30^{\circ}\text{C}/\text{min}$, so ist

- a) die $I_s(T)$ -Kurve für Basalte mit stöchiometrischen Titanomagnetiten bis zu Aufheiztemperaturen von etwa 320°C reversibel.
- b) bei Aufheiztemperaturen von 600°C jeweils eine Tochterphase mit einem Curie-Punkt von etwa 550°C gebildet worden (Abb.25). Bei der Probe 202 mit stöchiometrischen Titanomagnetiten ist jedoch in der Abkühlkurve die Mutterphase noch deutlich zu erkennen, bei der Probe 206 mit Titanomaghemit dagegen vollständig verschwunden. Die Lage der Proben 202 und 206 im Phasendiagramm des ternären Systems $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ zeigt Abb.26.

Beim Aufheizen auf Temperaturen von 320°C ändern sich die Eigenschaften der homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten nicht. Die Wechselfeld-Entmagnetisierungskurven der

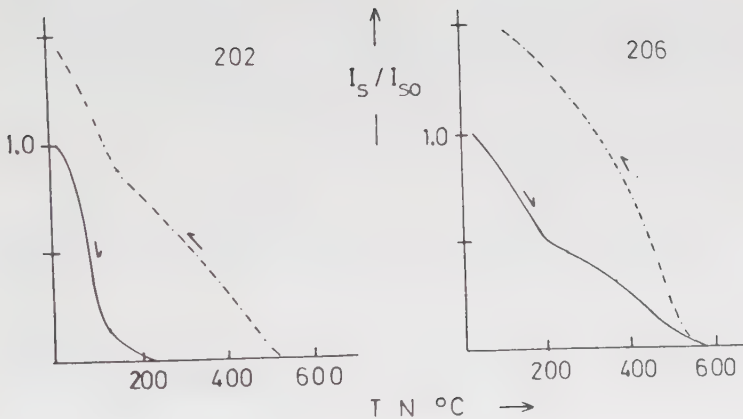


Abb. 25: Temperaturabhängigkeit der spezifischen Sättigungsmagnetisierung. Links: Probe 202 mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten. Rechts: Probe 206 mit Titanomaghemit-Phase. Versuchsbedingung: freier Zutritt von Luft, Aufheiz- und Abkühlrate 400°C/min., Proben in Pulverform. Aus KROPACEK (1974).

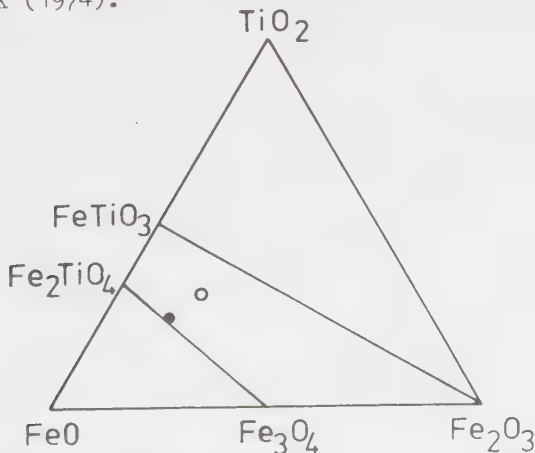


Abb. 26: Lage der Proben 202 (●) und 206 (○) im Phasendiagramm des ternären Systems FeO - Fe₂O₃ - TiO₂ (KROPACEK 1974).

Sättigungsremanenz und der anhysteretischen Remanenz sind für diese Basaltproben vor und nach dem Aufheizen identisch. Charakteristisch scheint jedoch eine leichte Zunahme der Anfangs-Suszeptibilität von 3 - 10 % zu sein.

Hochtemperatur-oxydierte Basalte

a) Basalte mit niedrigem Grad der Hochtemperatur-Oxydation

Unter Basalten mit niedrigem Grad der Hochtemperatur-Oxydation sollen hier diejenigen verstanden werden, die den Oxydationsklassen I/II bis III zugeordnet werden können. Außerdem sind sie durch $I_s(T)$ -Kurven charakterisiert, deren Verlauf durch zwei Titanomagnetit-Phasen mit einem unteren Curie-Punkt von 200-250°C und einem Curie-Punkt von 500°-560°C bestimmt wird. Gegenüber Aufheizen auf Temperaturen von 600°C reagieren diese Basalte in ihrem magnetischen Verhalten sensibel: Nach dem Aufheizen hat die pro Oe erwerbbare (Erwerbungskapazität) Thermoremanenz zugenommen. Die Ergebnisse der Methode VAN ZIJL zeigen, daß die neugebildeten magnetischen Bereiche Koerzitivkräfte im unteren Koerzitivkraft-Intervall besitzen (z.B. zwischen 0 und 400 Oe für Probe N 12, Ätna, 1886). Der Vergleich der Kurven III und V bei der Methode WILSON zeigt, daß die neugebildeten magnetischen Bereiche bei den Proben N 3 und N 12 (Ätna, 1886) Blockungs-Temperaturen von 250° - 450°C besitzen. Die Sättigungsremanenz und die anhysteretische Remanenz haben

ebenfalls zugenommen. Wie die Wechselfeld-Entmagnetisierungskurven zeigen, hat der Anteil in dem unteren Koerzitivkraft-Bereich zugenommen. Charakteristisch scheint für diese Basalte auch die nach dem Aufheizen kleinere Anfangs-Suszeptibilität zu sein. Im Einklang mit der beobachteten Zunahme der Sättigungsremanenz und der Abnahme der Anfangs-Suszeptibilität steht, daß die Fläche der Hystereschleifen sich bei diesen Basalten nach dem Aufheizen vergrößert hat (Abb.27). Gedeutet werden diese Änderungen folgendermaßen: Beim Aufheizen können sich weitere Entmischungslamellen bilden, die die beobachteten großen homogenen Titanomagnetit-Körner unterteilen. Dadurch entsteht eine neue Konfiguration Weiß'scher Bereiche mit höheren Koerzitivkräften und höheren Blockungstemperaturen.

b) Basalte mit hohem Grad der Hochtemperatur-Oxydation

Unter den stark oxydierten Basalten sollen hier diejenigen verstanden werden, deren Anschliffe den Oxydationsklassen III/IV bis V zugeordnet werden können. Außerdem sind sie durch $I_s(T)$ -Kurven charakterisiert, deren Verlauf durch eine einzige Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt von $530-560^{\circ}\text{C}$ bestimmt wird. Die $I_s(T)$ -Kurve kann reversibel sein (z.B. AS 9, Island, Abb. 27), ist in den meisten Fällen jedoch irreversibel, so daß bei den oben genannten Versuchsbedingungen die spezifische Sättigungs-Magnetisierung nach dem Aufheizen um etwa 10 % abgenommen hat.

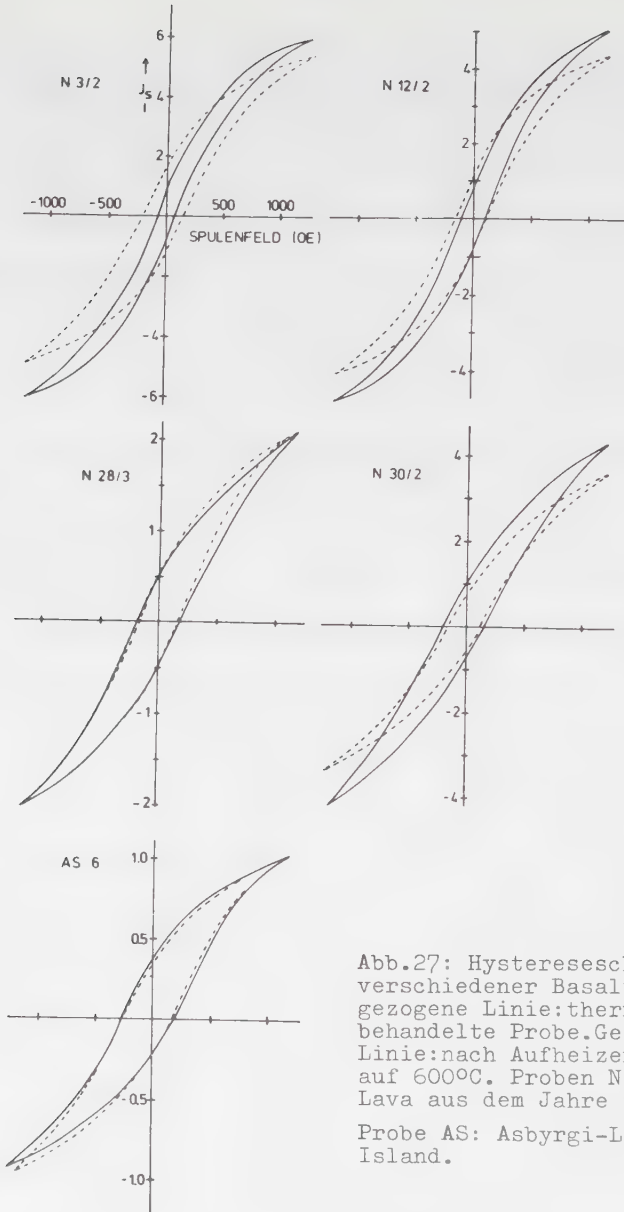


Abb.27: Hystereseschleifen verschiedener Basalte. Durchgezogene Linie: thermisch un-
behandelte Probe. Gestrichelte
Linie: nach Aufheizen in Luft
auf 600°C. Proben N: Ätna-
Lava aus dem Jahre 1886.

Probe AS: Asbyrgi-Lava,
Island.

Diese Basalte besitzen nach dem Aufheizen auf 600°C eine unverändert gebliebene Erwerbungs-kapazität für Thermoremanenzen. Die Anfangs-Suszeptibilität ist ebenfalls unverändert geblieben. Diese Basalte besitzen vor und nach dem Aufheizen identische Wechselfeld-Entmagnetisierungskurven der Sättigungsremanenz und der anhysteretischen Remanenz sowie identische Hystereseschleifen (Abb. 27, Probe N 28, AS 6). Da diese hochoxydierten Basalte in ihrem magnetischen Verhalten unempfindlich gegenüber Aufheizen reagieren, sind sie für Intensitätsbestimmungen nach allen hier untersuchten Methoden geeignet.

7.3.2. Methodenvergleich und Eignungskriterien

Alle hier verwendeten Methoden der Paläointensitätsbestimmung an rezenten Basalten lieferten Ergebnisse, die in guter Übereinstimmung mit den zu erwartenden Werten stehen (Tabellen 1) und 2). Aber allein die Methode THELLIER ist für alle Basaltproben, unabhängig von ihrem Grad der Hochtemperatur-Oxydation gut geeignet. Die Bestimmung der Paläointensität kann in einem breiten Temperatur-Intervall von Zimmertemperatur bis zu einer oberen Temperatur von 320° bis 560°C erfolgen. Diese Temperaturen sind teilweise gleich der Curie-Temperatur oder gewisser kritischer Temperaturen, bei denen irreversible Änderungen der die Magnetisierung bestimmenden Parameter der Probe beginnen. Ein ausreichendes Eignungskriterium für die Methode THELLIER scheint zu sein, daß in einem größeren Temperaturbereich das Verhältnis der erzeugten, partiellen, künstlichen Thermoremanenz zu der entmagnetisierten, partiellen, natürlichen Thermoremanenz konstant bleibt. Bei Einsetzen irreversibler Änderungen ändert sich dieses Verhältnis. Bei den schwach oxydierten Basalten können die irreversiblen Änderungen, die meist die Erwerbungsakapazität der Thermoremanenz vergrößern, bei der Auswertung in dem Diagramm THELLIER daran erkannt werden, daß sich die Meßpunkte in charakteristischer Weise von der Ausgleichsgeraden durch die Meßpunkte im unteren Temperatur-Intervall entfernen (z.B. Abb. 18b, Probe N 12/1). Von den hier untersuchten

Tabelle 1: Basalte mit entmischten Titanomagnetiten

2. Unterer Curie-Punkt 3. Oberer Curie-Punkt 4. S. Kap. 6. 1. 1. 5. Relative Änderung der Sättigungsmagnetisierung bei T=20°C nach Aufheizen auf 600°C 6. S. Kap. 6. 2. 7. MTH: Methode THELIER, MWI: Methode WILSON, MVZ: Methode VAN ZIJL, MARM: Methode der ARM 8. Feld zur Erzeugung der künstlichen Remanenz 9. Temperatur-bzw. Koerzitivkraft-Bereich für die Berechnung der Paläointensität 10. Berechnete Paläointensität 11. Mittlere Abweichung 12. Relative Änderung der Anfangs-Suszeptibilität nach Aufheizen 13. Qualitativer Vergleich der Sättigungsremanenz vor und nach dem Aufheizen im gemessenen Koerzitivkraft-Bereich.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Probe	T _C ^{unt} (°C)	T _C ^{ob} (°C)	I _S (T)- Typ	ΔI _S (T=20°C) (%)	Oxyd. Grad	Meth.	H	Temp. bzw. H- Int. f. Best. v. F (°C bzw. Oe)	F (Oe)	ΔF (Oe)	Δk _A (%)	ΔJ _V rs / ΔJ _N rs
Ätna												
(1971)												
A 2	-	540	1a	- 6.3	IV/V	MTH	0.50	20 - 540 °C	0.41	0.01		
A 3						MWI	0.43	20 - 540 °C	0.42	0.02	-10	
A 4						MVZ	0.43	0 - 2000 Oe	0.42	0.02		=1 (0-2000 Oe)
B 2/1	-	540	1a	-11.7	III/ IV	MTH	0.50	20 - 540 °C	0.41	0.04		
B 1/1						MWI	0.43	20 - 540 °C	0.42	0.02		
B 2/2						MVZ	0.43	0 - 2000 Oe	0.43			
B 2/2						MARM	0.60	100 - 800 Oe	0.40			=1 (0-2000 Oe)
(1950)												
F 4/4	-	560	1a	-15.0	III/ IV	MTH	0.43	20 - 470 °C	0.46			
F 4/1						MWI	0.57	50 - 500 °C	0.45			
F 4/3						MVZ	0.43	300 - 1200 Oe	0.43			=1 (0-2000 Oe)
(1986)												
N 3/4	-	530	1a	- 8.0	II	MTH	0.50	20 - 470 °C	0.41	0.14		
N 3/6						MWI	0.42	450 - 520 °C	0.41			
N 3/2						MVZ	0.43	ungeeignet	-			<1 (0-1000 Oe)

Tabelle 1: Basalte mit entmischten Titanomagnetiten (Fortsetzung)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Probe	T_c^{unt+} (°C)	T_c^{ob} (°C)	$I_s(T) - \Delta I_s$ ($T=20^\circ C$) Typ (%)		Oxyd. Grad	Meth.	H (Oe)	Temp. bzw. H- Int.f. Best. V. (°C bzw. Oe)	F (Oe)	ΔF (Oe)	Δk_A (%)	$\Delta J_{rs}^V / \Delta T_{rs}^T$
Ätna (1886)												
N 12/1	260	510	2a	- 5.0	II	MTH	0.50	20 - 470 °C	0.41	0.08		
N 12/4			3a			MWI	0.42	450 - 520 °C	0.40		-23	< 1 (0-600)
N 12/2						MVZ	0.43	500 - 1200 Oe	0.43			≈ 1 (600-1200)
N 23/5	300	530	2a	- 9.9	III	MTH	0.50	20 - 560 °C	0.44	0.06		
N 23/6			3a			MWI	0.43	50 - 530 °C	0.43		- 8	> 1
N 23/3						MVZ	0.26	150 - 950 Oe	0.47			(0-1000 Oe)
N 28/2	-	560	1a	-23.3	V	MTH	0.50	20 - 530 °C	0.47	0.03		
N 28/3						MWI	0.43	20 - 530 °C	0.42	0.02	0	> 1 (0-300)
N 28/4						MVZ	0.43	0 - 2000 Oe	0.40			< 1 (300-1200)
N 30/3	-	560	1a	-17.6	V	MTH	0.50	20 - 530 °C	0.46	0.06	+ 3	> 1
N 30/4						MWI	0.42	20 - 550 °C	0.41			(0-1200 Oe)
N 30/2						MVZ	0.42	ungeeignet	-			
Isechia (1501)												
AK 8	-140*	530	1a	- 7.7	V	MTH	0.50	20 - 550 °C	0.54	0.04		
AL 3						MTH	0.42	20 - 530 °C	0.52			> 1
AK 4						MWI	0.42	300 - 530 °C	0.51			(0-2000 Oe)
AK 2						MVZ	0.43	100 - 2000 Oe	0.51			

+ Aufheizast, Abkühlast. * Curie-Punkt einer Hämoilmenit-Phase

Tabelle 2: Basalte mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten

2.Unterer Curie-Punkt 3.Obergr Curie-Punkt 4.S.Kap.6.1.1. 5.Relative Änderung der Sättigungsmagnetisierung bei $T=20^{\circ}\text{C}$ nach Aufheizen auf 320°C 6.S.Kap.6.2. 7.MTH: Methode THEILIER, MWI: Methode WILSON, MVZ: Methode VAN ZILL, MARM: Methode der ARM 8.Feld zur Erzeugung der künstlichen Remanenz 9.Temperatur- bzw. Koerzitivkraft-Bereich für die Berechnung der Paläointensität 10. Berechnete Paläointensität 11.Mittlere Abweichung 12.Relative Änderung der Anfangs-Suszeptibilität nach Aufheizen 13.Qualitativer Vergleich der Sättigungsremanenz vor und nach dem Aufheizen im gemessenen Koerzitivkraft-Bereich.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Probe	$T_{\text{unt}}^{\text{c}}$ ($^{\circ}\text{C}$)	T_{ob}^{c} ($^{\circ}\text{C}$)	$I_s(T)$ - Typ	ΔI_s ($T=20^{\circ}\text{C}$) (%)	Oxyd. Grad	Meth.	H (Oe)	Temp.bzw.H- Int.f.Best.v. ($^{\circ}\text{C}$ bzw.Oe)	F (Oe)	ΔF (Oe)	Δk_A (%)	$\Delta J_{rs}^V / \Delta J_{rs}^H$
Hekla (1970)												
H 1/1	80	?	1	0	I	MTH	0.50	20 - 270 $^{\circ}\text{C}$	0.53	0.04	+ 2	
H 1/2						MVZ	0.50	0 - 1000 Oe	0.54	0.03		
H 1/2						MARM	1.00	0 - 600 Oe	0.55			=1
H 1/3						MWI	0.50	20 - 300 $^{\circ}\text{C}$	0.53			(0-1400 Oe)
(1878)												
H 4/3	110	?	1	0	I	MTH	0.50	50 - 270 $^{\circ}\text{C}$	0.51	0.04	+ 6	
H 4/4						MVZ	0.50	0 - 1000 Oe	0.57			=1
H 4/4						MARM	1.00	50 - 400 Oe	0.56			(0-1400 Oe)
(1913)												
H 6/2	120	?	1	+2	I	MTH	0.50	50 - 270 $^{\circ}\text{C}$	0.54	0.08	+ 7	
H 6/1						MVZ	0.50	0 - 1000 Oe	0.56			=1
H 6/1						MARM	1.00	0 - 400 Oe	0.55			(0-1400 Oe)
Askja												
ASK 3	70	?	1	+4	I	MTH	0.50	50 - 270 $^{\circ}\text{C}$	0.55	0.03	+12	
ASK 8						MTH	0.50	50 - 270 $^{\circ}\text{C}$	0.52			=1
ASK 6						MVZ	0.50	0 - 800 Oe	0.60			
ASK 6						MARM	1.00	100 - 400 Oe	0.56			(0-1400 Oe)

Methoden für die Paläointensitätsbestimmung ist die Methode THELLIER zweifellos als die zuverlässigste zu betrachten, da im allgemeinen bereits Informationen über die Paläointensität gewonnen werden, bevor die Proben irreversible Änderungen zeigen.

Wie nach der Methode THELLIER kann auch nach der Methode WILSON die Paläointensität in einem breiten Temperatur-Bereich für Basalte mit homogenen stöchiometrischen Titanomagnetiten und mit hochoxydierten Titanomagnetiten bestimmt werden. Dagegen ist die Methode WILSON für Basalte mit schwach oxydierten Titanomagnetiten nur bedingt geeignet. Bei diesen Basalten (z.B. N 3, N 12, Ätna, 1886) reduziert sich die Bestimmung der Paläointensität auf einen schmalen Temperatur-Bereich von 450° - 520°C . Irreversible Änderungen der Thermoremanenz während des Aufheizens können bereits durch einen Vergleich der Kurven III' und V' (Abb. 17c Probe N 3/6 festgestellt werden, sodaß auch bei der Methode WILSON zusätzliche Kontrollmessungen nicht notwendig erscheinen.

Am problematischsten erscheint bei diesem Vergleich die Methode VAN ZIJL. Zwar ist diese Methode für Basalte mit hochoxydierten Titanomagnetiten geeignet und die Bestimmung der Paläointensität kann in einem großen Wechselfeld-Bereich erfolgen (z. B. Ätna, 1971, A,B). Jedoch ist die Methode nur bedingt oder überhaupt nicht für Basalte mit

schwach oxydierten Titanomagnetiten geeignet. Da der Basalttyp durch die erzmikroskopischen Beobachtungen und die gemessene spezifische Sättigungsmagnetisierung allein noch nicht klassifiziert werden und damit entschieden werden kann, ob irreversible Änderungen zu erwarten sind, müssen diese bei der Methode VAN ZIJL durch zusätzliche Messungen kontrolliert werden. Am wirkungsvollsten können irreversible Änderungen durch einen Vergleich der Wechselfeld-Entmagnetisierungskurven der Sättigungsremanenz bzw. der anhysteretischen Remanenz vor und nach dem Aufheizen erkannt werden. Der Koerzitivkraft-Bereich, in dem sich die Verteilung der Sättigungsremanenz bzw. der anhysteretischen Remanenz nach dem Aufheizen geändert hat, sollte für Intensitätsmessungen ausgeschlossen werden. Dagegen liefert die Methode VAN ZIJL auch für Basalte mit schwach oxydierten Titanomagnetiten richtige Intensitätswerte, wenn bei der Auswertung der Koerzitivkraft-Bereich gewählt wird, in dem die Verteilung der Sättigungsremanenz bzw. der anhysteretischen Remanenz identisch ist.

Problematisch ist jedoch die Anwendung der Methode VAN ZIJL für Basalte, deren Anschliffe homogene stöchiometrische Titanomagnetite zeigen, da bei diesen wie schon erwähnt eine zusätzliche Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt von 400° - 520°C vorhanden sein kann. Da die künstliche Thermoremanenz durch Abkühlen von einer Temperatur von etwa 320°C erzeugt wird, erwirbt der Basalt

nur eine partielle künstliche Thermoremanenz, da die meisten magnetischen Bereiche der Titanomagnetit-Phase mit hohem Curie-Punkt Blockungstemperaturen oberhalb von 320°C besitzen. Aus dem Vergleich der partiellen künstlichen Thermoremanenz mit der totalen natürlichen Thermoremanenz nach Gleichung 1 werden zu hohe Paläointensitäten berechnet, deren Abweichung von der 'wahren' Paläointensität von dem prozentualen Anteil der Titanomagnetitphase mit hohem Curie-Punkt an der NRM abhängt. Dies könnte auch die Erklärung für die relativ hohen Paläointensitätswerte (70 % größer als das heutige Feld) sein, die SANVER (1968) nach der Methode VAN ZIJL an rezenten unoxydierten Basalten bestimmt hat. Eine Anwendung der Methode VAN ZIJL für diese Basalte scheint nur sinnvoll zu sein, wenn bei der Berechnung der Paläointensität durch einen Korrekturfaktor berücksichtigt wird, daß eine partielle künstliche Thermoremanenz mit einer totalen natürlichen Remanenz verglichen wird.

7.3.3. Korrekturfaktor (CARMICHAEL)

CARMICHAEL (1968) schlägt für die Berechnung der Paläointensität nach der Methode VAN ZIJL vor, den Einfluß des Aufheizens durch einen Korrekturfaktor zu berücksichtigen, den er als das Verhältnis der Sättigungsremanenz nach und vor dem Aufheizen wählt. Für die Berechnung der Paläointensität verwendet er die Formel:

$$(14) \quad F = \frac{J_{rn}}{J_{rt}} \cdot \frac{J_{rs}^n(H=0)}{J_{rs}^v(H=0)} \cdot H$$

Wie die Wechselfeld-Entmagnetisierungskurven der Sättigungsremanenz vor und nach dem Aufheizen der Proben N 3, N 12 und N 30 zeigen (Abb. 17e, 18e, 20e), variiert das Verhältnis J_{rs}^n/J_{rs}^v in Abhängigkeit von der Stärke des entmagnetisierenden Wechselfeldes. Statt für den gesamten Wechselfeld- bzw. Koerzitivkraft-Bereich einen einheitlichen Korrekturfaktor zu verwenden, ist es vorzuziehen, für aufeinanderfolgende Koerzitivkraft-Bereiche von etwa 100 Oe das Verhältnis der Sättigungsremanenz nach und vor dem Aufheizen zu bestimmen. Die modifizierte Formel mit Korrekturfaktor zur Berechnung der Paläointensität nach der Methode VAN ZIJL nimmt dann die Form an:

$$(15) \quad F = \frac{pJ_{rn}(H_c^i, F, H_c^{i+1})}{pJ_{rt}(H_c^i, H, H_c^{i+1})} \cdot \frac{pJ_{rs}^n(H_c^i, F, H_c^{i+1})}{pJ_{rs}^v(H_c^i, H, H_c^{i+1})} \cdot H$$

In Abb. 28 ist das Ergebnis der Korrektur für Proben gezeigt, die für Messungen nach der Methode VAN ZIJL ohne Korrektur ungeeignet oder bedingt geeignet sind. Bei den drei vorgestellten Proben führt die Korrektur nach Gleichung 15 zu einer Verbesserung der Intensitätsbestimmung. Wird bei der Auswertung der Meßergebnisse der Methode VAN ZIJL auch ein Koerzitivkraft-Bereich verwendet, in dem die Verteilung der Sättigungsremanenz sich nach dem Aufheizen geändert hat, so läßt sich bei der Verwendung der Gleichung 15 eine Verbesserung des Ergebnisses für die Paläointensität erwarten.

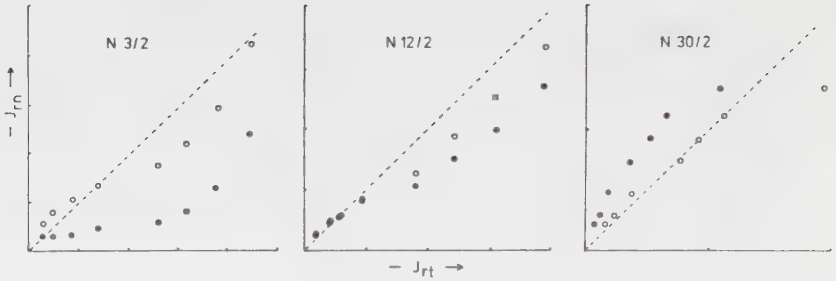


Abb.28: Nach der Methode VAN ZIJL ohne Korrektur ungeeignete (N3/2, N 30/2) oder bedingt geeignete (N 12/2) Proben. Intensität der natürlichen gegen die der künstlichen Thermoremanenz für zunehmende Spitzenfeldstärken des Entmagnetisierungsfeldes. Ausgefüllte Kreise: unkorrigierte Werte, offene Kreise: nach Gleichung 15 korrigierte Werte. Bei richtiger Bestimmung der Intensität sollten die Meßpunkte auf der gestrichelten Geraden liegen.

8. Intensitätsmessungen an postglazialen isländischen Laven

Um die Säkularvariation der Intensität des Erdmagnetfeldes an einem bestimmten Ort der Erde bestimmen zu können, ist eine einigermaßen zeitlich lückenlose Folge datierten Materials erforderlich. Diese Voraussetzung ist besonders gut in den alten Kulturräumen der Erde erfüllt, aus denen auch die Artefakte für die bisher bekannten Messungen zur Bestimmung der Säkularvariation der Intensität stammen. Das Alter der Artefakte ist entweder kulturhistorisch bekannt oder durch radiometrische Altersbestimmung nach der C^{14} -Methode an gleichaltrigem organischen Material.

Nach Messungen an Artefakten aus Japan, Europa, Vorderasien, Ägypten und der UdSSR läßt sich die Variation der Intensität wie folgt beschreiben: Um einen konstanten Wert, der etwa der heutigen Feldstärke entspricht, oszilliert ein Feld mit der Amplitude der halben heutigen Feldstärke (Abb. 29). Die Periode beträgt etwa 8-9000 Jahre, das letzte Maximum war vor ca. 2000 Jahren. Eine Ausnahme bildet die Intensitätskurve Indiens, die zeigt, daß dort während der letzten 5000 Jahre die Intensität des Erdmagnetfeldes geringer als die des heutigen war. Um gesicherte Aussagen über die zeitliche Variation des magnetischen Dipolmomentes der Erde machen zu können, erscheint es daher notwendig, an möglichst vielen Orten der Erde die Säkularvariation der Intensität zu messen. Neben den

alten Kulturräumen kommen als Fundorte geeigneten Materials auch Gebiete mit reger vulkanischer Tätigkeit in Betracht, falls eine Altersbestimmung der Eruptionen möglich ist. Aufgrund ausgedehnter Arbeiten von THORARINSSON über die Altersbestimmung geologischer Schichten mit Hilfe der Tephrochronologie bietet sich besonders Island an.

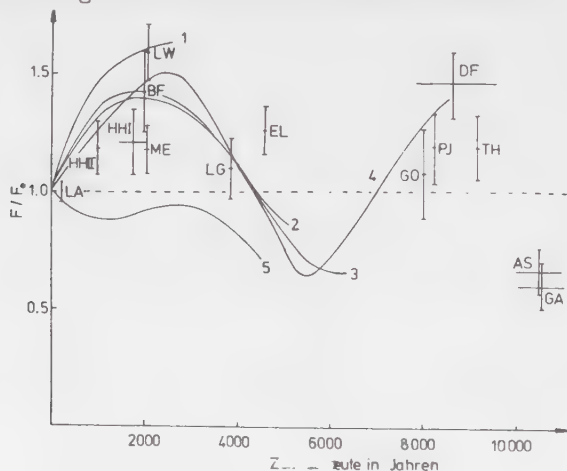


Abb. 29. Säkularvariation der Intensität des Erdmagnetfeldes für 1-Frankreich, 2-UdSSR, 3-Japan, 4-CSSR, 5-Indien. Gestrichelte Gerade entspricht heutiger Feldstärke. Intensitäten verschiedener isländischer postglazialer Laven. Vertikale Strichlänge = mittlere Abweichung, horizontale Strichlänge = bekannter Fehler der Altersangabe.

8.1. Probenentnahme

Im Sommer 1973 haben Herr BECKER und ich im Rahmen eines Forschungsprojektes zur Vermessung der Anomalien des erdmagnetischen Feldes in NE- und E-Island auch orientierte Proben von 17 datierten Laven entnehmen können. Die Karte

in Abb. 30 veranschaulicht die Lagen der Probenorte, die außerdem im Anhang genau beschrieben sind. Bei der Entnahme wurden alle Proben mit einem Magnetkompaß orientiert und etwa die Hälfte der Proben zusätzlich mit einem Sonnenkompaß. Soweit es möglich war, wurden die Proben längs eines Vertikalprofils von der Ober- zur Unterkante einer Lava entnommen.

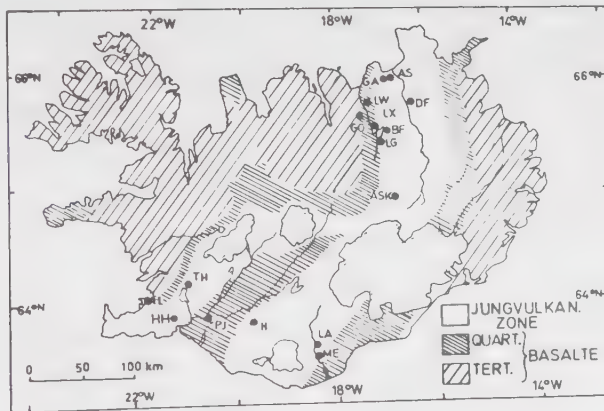


Abb.30: Island. Die Punkte bezeichnen die Lokalitäten der Probenentnahme.

8.2. Altersbestimmung

Das Alter der Proben variiert zwischen 190 und 10 500 Jahren. Die Eruption der Lakagigar-Lava in dem Jahre 1783 ist aus Beobachtungen bekannt, das Alter dreier Laven EL, PJ, TH ist durch radiometrische Altersbestimmungen nach der C^{14} -Methode an Torfen bestimmt, die von den Laven

überflossen wurden. Das Alter der restlichen Laven ist aufgrund tephrachronologischer Untersuchungen bekannt. Bei explosiven Eruptionen insbesondere der Stratovulkane, teilweise aber auch bei Spalteneruptionen, wie etwa der Lakikugur- und der Eldgjá-Spalte, wird feinkörnige Asche ausgestoßen, von THORARINSSON Tephra genannt, die hoch in die Atmosphäre getragen wird (30 km hoch bei dem Ausbruch der Hekla-1947) und dann das umgebende Land bedeckt. Jede Eruption, auch vom selben Stratovulkan, fördert eine ihr spezifische Tephra, die durch Chemismus, Farbe und Verhältnis der Anteile von Glas zu auskristallisierten Mineralien bestimmt ist. Hauptproduzent von heller Tephra der letzten 8 bis 9000 Jahre ist die Hekla, von der allein fünf Tephra-Eruptionen für die Altersdatierung verwendet und mit H 1 bis H 5 bezeichnet werden. Die Tephralagen sind in besonderen Bodenanschnitten mit Torfvorkommen nach der C^{14} -Methode datiert worden. Infolgedessen kann das Alter der Laven in einem Bodenanschnitt aus ihrer Lage innerhalb der Tephralagen abgelesen werden.

8.3. Paläomagnetische Messungen

Aus den 17 Laven, von denen mindestens je 8 Bohrkerne (sample) vorlagen, sind zunächst paläomagnetische Messungen durchgeführt worden. Von jedem Vorkommen wurden zwei Pilotproben ausgewählt, die schrittweise in einem Wechsel-

feld bis zu 1200 Oe bzw. thermisch bis zu 550°C entmagnetisiert wurden. Alle Pilotproben zeigen jedoch nur geringe Anteile einer der ursprünglichen Thermoremanenz überlagerten viskosen remanenten Magnetisierung, die in einem Wechsel-
feld von 100 Oe oder thermisch bei 100°C beseitigt werden können. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind in der
Tabelle 3 zusammengefaßt. Die für jedes Vorkommen aus den
Richtungen der charakteristischen remanenten Magnetisierung
(CARM) berechneten virtuellen geomagnetischen Pollagen
sind in der stereographischen Projektion in Abb. 31 dar-

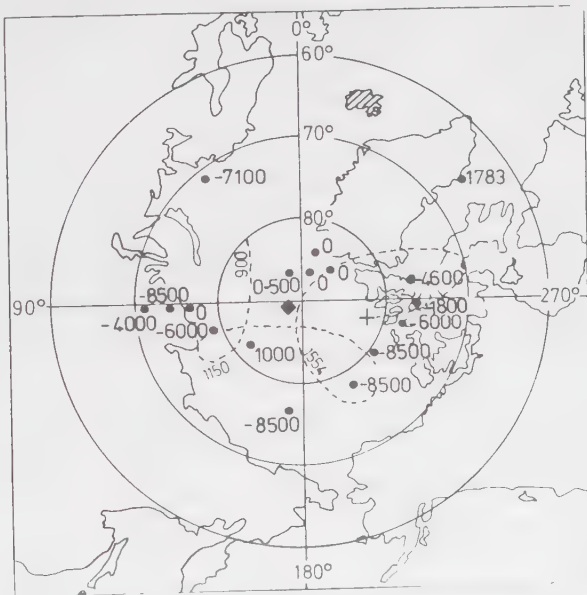


Abb. 31: Virtuelle geomagnetische Pole (VGP), bestimmt an isländischen, postglazialen Laven (mit Altersangaben). Raute: Lage des Mittelwertes über alle VGP. Kreuz: gegenwärtiger geomagnetischer Pol, berechnet aus dem geomagnetischen Referenzfeld für 1965. Gestrichelte Kurve: Wanderung des VGP während der letzten 1000 Jahre nach BRYNJOLFSON (1957).

Tabelle 3: Paläomagnetische Untersuchungen postglazialer isländischer Laven

3. C-radiometrische Altersbestimmung mit C^{14} -Methode, H=historisch nach der Inlandnahme Islands (ca. 900 n.Chr.), T=Altersbestimmung mit Hilfe der Tephrochronologie 4. MK=Magnetkompaß, SK=Sonnenkompaß 5. Probenanzahl 6. Spitzenfeldstärke der Wechselfeld-Entmagnetisierung 7. Deklination 8. Inklination 9. Radius des 95% Vertrauenskreises 10. Präzisionsparameter.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Vork.	Alter y	Alters- bestim.	Orien- tierung	N	H (Oe)	D	I	α_{95}	k	Pollage (°N)	Pollage (°E)
AS I	10 500	T	MK	31	100	349.4	72.5	1.45	302	80.4	232.5
AS II	10 500	T	MK	16	100	7.9	70.2	2.76	161	77.6	174.5
BF	2 000	T	MK	11	100	31.3	77.4	3.25	169	77.3	91.1
DF	6 000	T	MK	11	100	42.0	76.6	2.06	419	72.6	92.4
EL	4 630	C	MK	12	100	332.9	72.5	2.48	266	75.5	278.1
GA I	10 500	T	MK	7	100	33.9	77.5	5.15	106	76.4	90.7
GA II	10 500	T	MK	6	100	353.7	68.8	4.40	169	75.8	212.6
GO	8 000	T	MK	16	100	339.0	71.0	1.37	653	75.6	252.3
HH I	1 500- 2 000	T	MK	15	100	0.9	78.2	1.82	396	86.7	27.3
HH II	1 000	T	SK	13	100	14.4	74.1	3.74	108	82.4	133.4
LA	190	H	SK	12	100	311.1	73.5	2.70	219	66.9	300.2
LG	3 800	T	SK	8	100	334.4	72.6	3.71	183	75.8	266.4
LW	2 000	T	SK	16	100	346.5	79.8	2.39	214	83.3	334.5
LX	2 000	T	SK	16	100	356.7	78.7	2.78	159	87.1	352.3
ME	2 000	T	SK/MK	15	100	348.0	76.8	6.50	32	84.6	307.4
FJ	8 100	C	SK/MK	9	100	20.5	75.2	2.36	391	80.6	112.0
TH	9 100	C	SK	12	100	30.2	84.8	3.19	138	72.4	38.4

gestellt. Die Mittellung über alle virtuellen Pollagen ergibt den Wert von $\mathcal{J} = 86.6^\circ$ und $\lambda = 322.2^\circ$, der nahezu der Lage des geographischen Poles entspricht. Die gestrichelte Kurve zeigt die von BRYNJOLFSSON (1957) an isländischen Laven gemessenen Wanderung des virtuellen geomagnetischen Poles während der letzten 1000 Jahre. Wegen der schnellen Säkularvariation der Richtung ist eine eindeutige Beziehung zwischen Alter und Richtung über einen längeren Zeitraum von mehr als 300 Jahren nicht vorhanden. Die eigenen Meßdaten sind zu spärlich, um die Kurve von BRYNJOLFSSON weiter zurückzuverfolgen.

8.4. Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve

Die Beobachtungen unter dem Erzmikroskop zeigen, daß fast alle untersuchten Laven einige gemeinsame Merkmale besitzen. Mit Ausnahme der Hekla-Lava von 1971 zeigen Anschliffe aller Laven eine koexistierende primäre Titanomagnetit- und Hämoilmenitphase. Außerdem zeigen sie schön ausgebildete Skelettkristalle. Problematisch ist die Zuordnung eines Anschliffs dieser Laven zu einem bestimmten Grad der Hochtemperatur-Oxydation, da dieser sich allein aus dem Grad der Umwandlung der primären Titanomagnetitphase in Mineralien der Hochtemperaturoxydation bestimmt. Die dazu notwendige Unterscheidung der kompakten, isotropen Titanomagnetitkörner von den anisotropen, meist nadelförmigen Hämoilmenitkörnern ist im

allgemeinen gut möglich, wird aber bei kleinen Erzkörnern von nur einigen μ Durchmesser, wie sie gerade in den oberen Partien einer Lava vorherrschen, schwierig. Die Beobachtungen zeigen, daß die Umwandlung des Hämoilmenits zu einem hämatitreichen Ilmohämatit erst bei sehr viel größerem Sauerstoffangebot geschieht. Die Hämoilmenitkörner erscheinen noch homogen und unentmischt, wenn die Titanomagnetitkörner bereits vollständig entmischt sind. Die Anwesenheit der primären Hämoilmenitphase täuscht also optisch einen zu geringen Grad der Hochtemperatur-Oxydation vor. Die Ergebnisse der Spalte 7 in Tabelle 4 sind daher nur mit Vorbehalt zu lesen. Die meisten Anschliffe werden der Oxydationsklasse II und III zugeordnet. Bei Anschliffen zweier Laven (LG, GO) waren die Erzkörner zu klein ($< 2 \mu$), so daß eine Zuordnung zu einem bestimmten Grad der Hochtemperatur-Oxydation überhaupt nicht möglich war.

Die $I_s(T)$ -Kurven von Proben der meisten postglazialen isländischen Laven zeigen zwei Curie-Punkte. Ausnahmen bilden lediglich die Laven des Schildvulkans Theistareikjabunga (AS, GA), deren $I_s(T)$ -Kurven auf nur eine Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt von 560°C hinweisen, und Proben der Burfellshraun (BF) mit ebenfalls nur einer Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt von 550°C . Die $I_s(T)$ -Kurven, die auf zwei Titanomagnetit-Phasen hinweisen, in Verbindung mit den erzmikro-

skopischen Beobachtungen, die einen Oxydationsgrad von II und III für die meisten Anschliffe ergeben, lassen nach den Erfahrungen der Messungen an den rezenten Ätnalaven den Schluß zu, daß für Intensitätsmessungen die Methode THELLIER am geeignetesten sein wird.

8.5. Intensitätsmessungen

Von jeder Lava sind an zwei Probenkernen Intensitätsmessungen nach der Methode THELLIER durchgeführt worden. Soweit es möglich war, wurde dafür ein Kern von der Oberfläche, der andere aus der mittleren Partie der Lava gewählt. Das Ergebnis der Intensitätsmessungen ist in Tabelle 4 zusammengefaßt. Außer bei den Proben der Lava AS und GA führt Aufheizen auf Temperaturen oberhalb 380° bis 440°C zu irreversiblen Änderungen, und zwar nimmt die Erwerbungskapazität der Thermoremanenz zu, veranschaulicht am Beispiel der älteren Laxá-Lava (LG) in Abb. 32. Dagegen zeigen sich bei Proben der Theistareikjabunga-Laven während des Aufheizens keine irreversiblen Änderungen. Eine Zusammenstellung der Meßergebnisse in Abb. 33 zeigt, daß diese Proben für Intensitätsmessungen nach allen Methoden sehr gut geeignet sind.

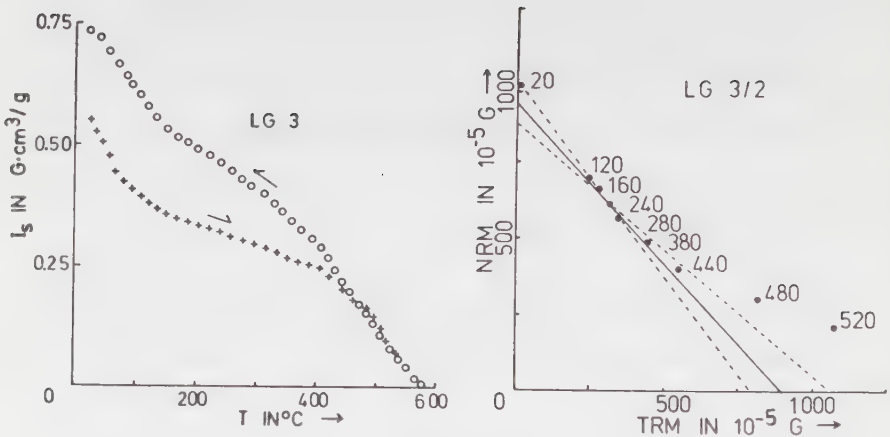
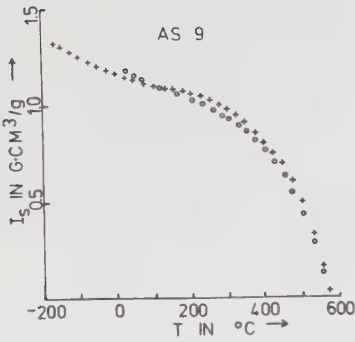


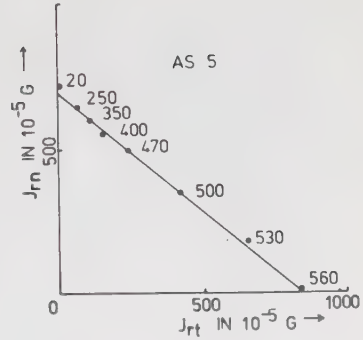
Abb. 32: Probe der älteren Laxá-Lava (Alter: 3800 Jahre) mit niedrigem Grad der Hochtemperatur-Oxydation (Oxydationsklasse II). Links: $I(T)$ -Kurve, die zwei Titanomagnetit-Phasen mit Curie-Punkten von etwa 100°C und 560°C zeigt. Rechts: Methode THELLIER (Text wie Abb.3). Ausgleichsgerade im Temperatur-Bereich $20^\circ - 440^\circ\text{C}$. Aufheizen auf Temperaturen oberhalb von 440°C führt zu einer Zunahme der Erwerbungs-kapazität der Thermoremanenz.

8.6. Ergebnis

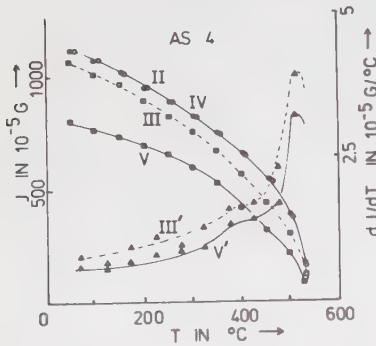
Das Ergebnis der Intensitätsmessungen an postglazialen isländischen Laven ist in Abb. 29 dargestellt. Die vertikale Strichlänge gibt den Standardfehler an, die horizontale Strichlänge den mir bekannten Fehler in der Altersangabe. Für die letzten 4000 Jahre unterstützen die Meßergebnisse die für Europa und Japan gemessene Säkularvariation der Intensität. Für den Zeitraum 4000 bis 8000 Jahre stehen insbesondere zur Bestätigung des Minimums in der Intensität bei etwa 5000 Jahren mit Ausnahme der Lava EL noch keine datierten Laven zur Verfügung, Proben der Laven



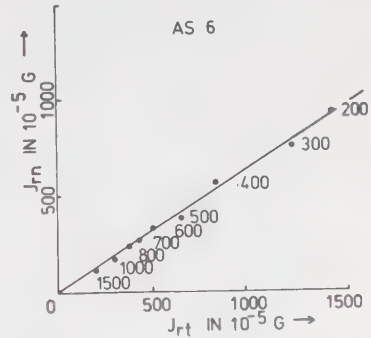
a) $I_s(T)$ -Kurve



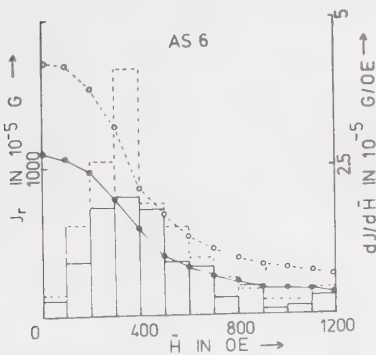
b) Methode THELLIER (s.Abb.3)



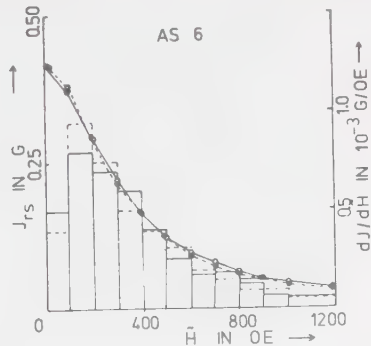
c) Methode WILSON (s.Abb.5)



d) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



e) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)



f) Methode V.ZIJL (s.Abb.6)

Abb.33: Intensitätsmessungen an Proben der Asbyrgi-Lava, Island.

Tabelle 4: Messung der Intensität des Erdmagnetfeldes an postglazialen isländischen Laver.

3. Unterer Curie-Punkt 4. Oberer Curie-Punkt 5. S.Kap. 6. 1. 1. 6. Relative Änderung der Sättigungsmagnetisierung bei $T=20^{\circ}\text{C}$ nach Aufheizen auf 600°C 7. S.Kap. 6. 2. 8. MTH: Methode THELIER, MWI: Methode WILSON, MVZ: Methode VAN ZIJL 9. Feld zur Erzeugung der künstlichen Thermoremanenz 10. Temperatur- bzw. Wechselfeld-Bereich für die Berechnung der Paläointensität 11. Berechnete Paläointensität 12. Mittlere Abweichung 13. Mittelwert der Paläointensität für ein Vorkommen 14. Auf heutige Feldstärke $F_0 = 0.51$ Oe normierte Paläointensität.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Probe	Alter	T_c^{unt}	T_c^{ob}	$I_s(T)$	ΔI_s	Oxyd.	Meth.	H	Temp. bzw. H- Int. f. Best. v.	F	ΔF	$\bar{F}$	$\bar{F}/F_0$
	y	($^{\circ}\text{C}$)	($^{\circ}\text{C}$)	Typ	($T=20^{\circ}\text{C}$) (%)	Grad	(Oe)	(Oe)	F ($^{\circ}\text{C}$ bzw. Oe)	(Oe)	(Oe)	(Oe)	
AS 4	10500		560	1a	- 5		MWI	0.42	100 - 560°C	0.36		0.33	0.65
AS 5							MTH	0.42	100 - 530°C	0.35			
AS 6		-100 ⁺	550	1a	- 3	III/	MVZ	0.50	200 - 1200°Oe	0.32			
AS 9		- 20 ⁺	550	1b	0	IV	MVZ	0.50	100 - 1200°Oe	0.34			
BF 8	2000		550	1b	+ 1	III	MTH	0.50	20 - 440°C	0.74	0.09	0.72	1.41
BF 5							MTH	0.50	50 - 440°C	0.70	0.08		
DF35	8-	200	520	2b	+12	II	MTH	0.50	20 - 380°C	0.81	0.18	0.76	1.49
DF37	10000						MTH	0.50	20 - 390°C	0.70	0.14		
EL 1	4630	170	510	2b	+12	II	MTH	0.50	20 - 440°C	0.72		0.66	1.29
EL 3							MTH	0.50	20 - 345°C	0.60	0.08		
GA 8	10500		555	1a	- 6	III/	MTH	0.50	20 - 520°C	0.31	0.06	0.32	0.63
GA21			560	1a	- 9	IV	MTH	0.50	20 - 550°C	0.33			

+ kennzeichnet den Curie-Punkt einer Hämoilmenit-Phase.

Tabelle 4: Messung der Intensität des Erdmagnetfeldes an postglazialen isländischen Laven (Fortsetzung).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Probe	Alter	T_c^{unt}	T_c^{ob}	$I_s(T)$	ΔI_s	Oxyd.	Meth.	H	Temp.bzw. H- Int.f.Best.v.	F	ΔF	$\bar{F}$	$\bar{F}/F_o$
	y	(°C)	(°C)	Typ	(T=20°C) (%)	Grad		(Oe)	F (°C bzw. Oe)	(Oe)	(Oe)	(Oe)	
GO 2	8000	200	490	2b	+ 25	-	MTH	0.50	20 - 340 °C	0.54	0.15	0.56	1.10
GO 15							MTH	0.50	50 - 390 °C	0.58	0.19		
HH 2	1500-	200	540	2b		III	MTH	0.50	20 - 390 °C	0.63	0.12	0.63	1.24
HH 7	2000						MTH	0.50	20 - 440 °C	0.62	0.14		
HH 20	1000	180	515	2b	+ 15	II/	MTH	0.50	50 - 440 °C	0.61	0.09	0.61	1.20
IA 4	190	170	510	2b	+ 25	III	MTH	0.50	50 - 440 °C	0.49	0.02	0.49	0.96
IG 3	3800	100	560	2b	+ 35	-	MTH	0.50	50 - 440 °C	0.54	0.09	0.52	1.02
IG 6							MTH	0.50	50 - 440 °C	0.49	0.10		
IW 7	2000	200	560	2a	- 1	II	MTH	0.50	20 - 440 °C	0.81	0.20	0.82	1.61
IX 7							MTH	0.50	20 - 440 °C	0.83	0.13		
ME 2	2000		300	1b	+ 8	I/II	MTH	0.50	20 - 380 °C	0.61	0.06	0.61	1.20
PJ 1	8100	200	410	2b	+ 9	II/	MTH	0.50	20 - 440 °C	0.75	0.20	0.69	1.35
PJ 3						III	MTH	0.50	20 - 390 °C	0.62	0.12		
TH 1	9100	200	560	2b	+ 33	III	MTH	0.50	20 - 440 °C	0.56	0.10	0.56	1.10

mit einem Alter von 8000 bis 9100 Jahren ergeben Intensitätswerte, die deutlich über dem des heutigen Feldes liegen, und scheinen das für Europa und Japan in diesem Zeitbereich gemessene Maximum zu bestätigen. Die drei Laven des Schildvulkanes Theistareikjabunga AS, GA I und GA II, die nach Ansicht von K. SAEMUNDSEN (mündliche Mitteilung, 1974) innerhalb von weniger als 100 Jahren ausgeflossen sind, ergeben eine Intensität von $F = 0.34 \pm 0.02$ Oe, die etwa zwei drittel der heutigen Feldstärke entspricht. Dieser Wert, der durch 7 Proben belegt ist, die für Intensitätsmessungen besonders gut geeignet sind, zeigt ein Minimum der Feldstärke für die Zeit der Abkühlung dieser Laven. Allerdings habe ich nicht in Erfahrung bringen können, wie gesichert die Altersangabe von 10 500 Jahren ist.

9. Messungen der Paläointensität des Erdmagnetfeldes an mesozoischen bis paläozoischen Eruptivgesteinen

Verglichen mit Paläointensitätsmessungen an rezenten Eruptivgesteinen sind Messungen an alten magmatischen Gesteinen wesentlich heikler, da bei diesen sehr sorgfältig geprüft werden muß, inwieweit die ursprüngliche Thermoremanenz erhalten geblieben ist. Die natürliche remanente Magnetisierung alter magmatischer Gesteine setzt sich meist aus mehreren Komponenten zusammen: aus einer stabilen, partiellen primären Thermoremanenz, und aus später gebildeten, weniger stabilen viskosen Magnetisierungen. Außerdem kann sich häufig eine ebenfalls sehr

stabile chemische Remanenz (CRM) durch Tieftemperaturoxydation der Titanomagnetit-Phasen gebildet haben, deren Intensität auch durch die Feldstärke zur Zeit ihrer Bildung bestimmt wird. Es ist jedoch nicht Ziel dieser Arbeit, die Möglichkeit von Paläointensitätsmessungen an Gesteinen mit einer CRM zu untersuchen.

Die Magnetisierungsgeschichte einer Probe kann sich meist durch eine thermische oder Wechselfeld-Entmagnetisierung entschlüsseln lassen. Insbesondere kann die stabile partielle Thermoremanenz erkennbar herausgefiltert werden, wenn sich ihre Richtung von der der viskosen Magnetisierungen unterscheidet. Glücklicherweise ist diese Richtungsdivergenz häufig gegeben, da sich für die meisten alten Gesteine wegen der Kontinentalverschiebung die Richtung des Erdmagnetfeldes am Probenort im Laufe der Zeit geändert hat. Die stabile Thermoremanenz hat ihre ursprüngliche Richtung bewahrt, während die VRM im allgemeinen parallel zum heutigen Feld ist.

Voraussetzung für die Paläointensitätsmessungen sind also zunächst genaue paläomagnetische Untersuchungen, um die mittlere Magnetisierungsrichtung der ursprünglichen Thermoremanenz (CARM) eines untersuchten Vorkommens zu bestimmen. Für Bestimmungen der Paläointensität kann die partielle natürliche Remanenz herangezogen werden, deren Richtung ungefähr der mittleren Magnetisierungs-

richtung (CARM) des Vorkommens entspricht.

Bei Intensitätsmessungen an rezenten Proben ist es üblich, das Verhältnis der gemessenen Intensität zu der am Probenort herrschenden anzugeben. Wegen der Kontinentalverschiebung ist dagegen bei Messungen an alten Gesteinen eine Form der Intensitätsangabe notwendig, die die zeitliche Änderung des Probenortes in der geomagnetischen Breite berücksichtigt. SMITH (1967) schlägt vor, das virtuelle geomagnetische Dipolmoment (VDM) anzugeben, das sich aus der bestimmten Paläointensität F und der Inklination I der mittleren Magnetisierungsrichtung eines Vorkommens nach der Formel berechnet:

$$(16) \quad P = \frac{F \cdot r^3}{2} \cdot \sqrt{1 + 3 \cos^2 I}$$

(P = Größe des Dipolmomentes, Erdradius $r = 6370$ km)

9.1. Paläointensitätsmessungen an kretazischen bis jurassischen Basalten aus Schonen, Südschweden

Die Basalte von Schonen wurden bisher als tertiär angesehen, und erst die radiometrischen Altersbestimmungen nach der K/Ar-Methode von PRIENTZLAU und LARSEN (1972) sowie KLINGSPOR (1973) zeigten, daß die Basalte kretazisches bis jurassisches Alter besitzen. Die Basalte stellen Reste von vulkanischen Schloten dar, die das präkambrische kristalline Grundgebirge und teilweise auch mesozoische Sedimente durchdrungen haben. Sie

stehen in kleinen Hügeln an, die bis zu 50 m höher als die Umgebung sind. Von BYLUND (1973), der an den Basalten paläomagnetische Untersuchungen durchgeführt hat, werden sie als porphyrische Alkalibasalte mit Einsprenglingen von Olivinen und Titanaugiten in einer Grundmasse von Plagioklasen (hauptsächlich Labradorit), Titanaugiten, Titanomagnetiten und Glas beschrieben. Die Basalte sehen recht frisch aus. Partien, die Anzeichen einer hydrothermalen Umwandlung in Form von Zeolithen, Chlorithen und Epidoten zeigen, sind, kommen vor, wurden aber bei der Probenentnahme vermieden.

9.1.1. Probenentnahme

Im Sommer 1973 haben Herr BECKER und ich orientierte Proben von vier Basaltaufschlüssen entnommen. Eine detaillierte Beschreibung der Probenorte findet sich im Anhang. Die Orientierung der Proben wurde sowohl mit einem Magnetkompaß als auch einem Sonnenkompaß vorgenommen.

9.1.2. Altersbestimmung

Das Alter von drei der vier Vorkommen ist radiometrisch nach der K/Ar-Methode von PRIENTZLAU und LARSEN (1972) bekannt, wobei sie allerdings nur jeweils ein Handstück pro Vorkommen datiert haben. Ihre Ergebnisse werden von KLINGSPOR (1973) zumindest für den Basalt von Göbnehall

in Zweifel gezogen. Während sie dafür ein Alter von 131 ± 8 my angeben, ergeben seine Messungen an sieben Proben des gleichen Basalts ein Alter von 163 my. Die in der Tabelle angegebenen Altersangaben sollten daher zunächst als Richtwerte angesehen werden, bis die augenblicklich weiter laufenden Untersuchungen der genannten Autoren abgeschlossen sind.

9.1.3. Paläomagnetische Untersuchungen

Von den vier Vorkommen wurden je zwei Pilotproben stufenweise im Wechselfeld bis 1200 Oe entmagnetisiert. Bei den invers magnetisierten Proben von Göbnehall läßt sich die der fossilen Thermoremanenz überlagerte viskose Magnetisierung wegen der unterschiedlichen Richtung gut erkennen. Beseitigen läßt sie sich mit Entmagnetisierungsfeldern von 100 bis 150 Oe. Für die Behandlung weiterer Proben dieses Vorkommens wurde ein Entmagnetisierungsfeld von 200 Oe gewählt. Bei den normal magnetisierten Proben der drei anderen Vorkommen wurde von dem heutigen Feld eine viskose Magnetisierung aufgebaut, deren Richtung sich nicht sehr von der der fossilen Thermoremanenz unterscheidet. Obwohl Pilotproben dieser Vorkommen andeuten, daß die viskose Magnetisierung sich ebenfalls mit einem Entmagnetisierungsfeld von 100 bis 150 Oe beseitigen läßt, wurde für die Behandlung weiterer Proben ein etwas höheres Entmagnetisierungsfeld von

300 Oe gewählt. In der Tabelle 5 sind die Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen von BLYLUND (1973) und von dieser Arbeit zusammengestellt. Von den insgesamt 12 Vorkommen sind 4 invers und 8 normal magnetisiert. Für jedes Vorkommen wurde die mittlere Magnetisierungsrichtung der behandelten Proben bestimmt. Der Mittelwert der 12 mittleren Magnetisierungseinrichtungen ist $D = 44.3^\circ$ und $I = 65.6^\circ$ mit $\alpha_{95} = 9.8^\circ$ (Abb. 34). Daraus

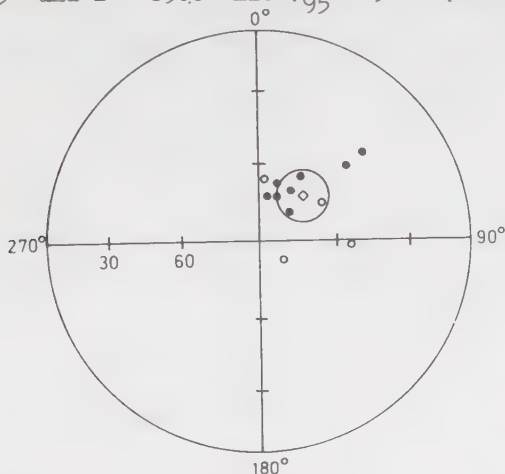


Abb. 34. Mittlere Magnetisierungsrichtungen der schwedischen Basalt-Vorkommen nach Wechselfeld-Entmagnetisierung (CARM) in stereographischer Projektion. Ausgefüllte Kreise: normal magnetisiert, Lage in nördl. Halbkugel. Offene Kreise: invers magnetisiert, Lage in südl. Halbkugel. Mittelwert der mittleren Magnetisierungsrichtungen (Raute) mit α_{95} -Kreis.

berechnet sich eine Pollage für die Zeit der Kreide und des Jura von 61.9°N und 101.6°E mit $A_{95} = 14^\circ$ ($dp = 13.0^\circ$, $dm = 15.9^\circ$). Der Mittelwert der mittleren Magnetisierungsrichtungen der 7 Vorkommen, die der Kreide zugerechnet werden können, ist $D = 43.4^\circ$ und $I = 65.9^\circ$ mit $\alpha_{95} = 15^\circ$.

Daraus berechnet sich eine Pollage für die Kreide von 62.7°N und 101.6°E mit $A_{95}=22^{\circ}$ ($dp = 20.2^{\circ}$, $dm = 24.8^{\circ}$). Bemerkenswert ist, daß beide Pollagen sich kaum voneinander unterscheiden. In Abb. 35 ist die berechnete Pollage für Kreide/Jura in die Polwanderungskurve Mittel-, Nord- und Ost-Europas aufgenommen (schraffierter Teil in Abb. 35).



Abb. 35. Durchgezogene Linie: Polwanderungskurve für Europa (McELHINNY 1973). Gestrichelte Linie: hypothetische Polwanderungskurve für die Zeit vom Unteren Tertiär bis zur Trias. Zusammenstellung kretassischer, jurassischer und permischer paläomagnetischer Pollagen: Jura: 1. nördliche Kalkalpen (HARGRAVES et al. 1959), 2. Krimbasalt (KHRAMOV et al. 1967) 3. Diabasgänge, (KRUMSIEK et al. 1968). Jura/Kreide: 4. Basalt, Südschweden, diese Arbeit Kreide: 5. Sedimente, Rußland (KHRAMOV et al. 1967) 6. iron grits, England (NAIRN 1960, EDWARDS 1965) 7. Sedimente, CSSR (ANDREEVA et al. 1965). Perm: 1! magmatische Gesteine und Sedimente Esterel, Frankreich (ROCHE, 1957; IRVING, 1959), 2!-4! Nahe-Eruptivgesteine 2! SCHMUCKER 1959 3. NIJENHUIS 1961 4! diese Arbeit 5! Sandsteine, CSSR (ANDREEVA et al. 1965) 6! Malmedy Konglomerate, Belgien (de MAGNEE et al. 1963)

Für diesen Zeitraum liegen bisher nur wenige Messungen vor. KRS (1966) gibt eine Pollage von 75°N und 168°E an, den er aus Messungen an Sedimenten bestimmte. Als unsicher erscheint der an den 'iron grit' von Sussex, England, bestimmte Pol für die Kreide von 86°N und 0°E . Denn bislang ist noch nicht geklärt zu welcher Zeit die remanente Magnetisierung (eine CRM) gebildet worden ist (NAIRN 1960, EDWARDS 1965). Für den Jura haben HARGRAVES und FISCHER (1959) Pollagen von 58.5°N und 128°E für das Dogger an Radiolariten und 53°N und 112°E für das Lias an roten Kalken der Nordalpen gemessen. Nur wenige Messungen für diesen Zeitraum liegen auch für die russische Platte vor, deren Lage sich bezüglich Europas seit dem Jura nur unwesentlich geändert haben dürfte. KHRAMOV und SHOLPO (1967) geben für die Kreide einen Pol von 66°N und 166°E und für das Jura einen Pol von 65°N und 138°E an. Die Lage der Pole für Kreide/Jura (Schweden) und für den Jura (russische Platte) westlich der Verbindungslinie geographischer Nordpol- virtueller geomagnetischer Pol der Trias zeigen, daß die Süd-Nord verlaufende Wanderung Europas und der russischen Platte nicht ohne Drehung abgelaufen ist. Nach der Trias erfolgte zunächst eine Drehung im Uhrzeigersinn von etwa 16° nach Messungen an Proben der russischen Platte und von etwa 42° nach Messungen der schwedischen Basalte. Danach erfolgte eine Rückdrehung gegen

Tabelle 5: Paläomagnetische Untersuchungen südschwedischer Basalte (die geographische Lage ist 56.0°N und 13.6°E).

2.B: Bylund, S: diese Arbeit 3. Altersdatierung von PRIENTZLAU und LARSEN (1972), für Göbnehall von KLINGSPOR (1973) 4. Probenanzahl 5. Spitzenfeldstärke der Wechselfeld-Entmagnetisierung 6. Deklination 7. Inklination 8. Radius des 95% Vertrauenskreises 9. Präzisionsparameter.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Vorkommen	Autor	Alter	N	H̄ (Oe)	D	I	α 95	k	Pollage (ON) (OE)
Anneklev	B	93 ± 5	6	200	49	45	11.6	35	44.3 122.6
Bolmarehus	S	125 ± 6	7	300	31.7	67.4	3.5	279	70.3 107.3
Bonarp	B		6	200	184.5	-66.5	4	300	82.4 170.3
Espet	B	(105 ± 15)	6	200	49.5	36	2	886	38.5 127.6
Göbnehall	B	163	7	200	237	-62	6	110	
"	S	"	13	200	244	-54	5.2	63	47.1 100.5
Hästhallarna	B		4	200	18	67	5	380	77.4 126.1
Lönneberg	B	120 ± 3	8	200	20	72	2	708	
"	S	"	8	300	18	73	3.9	186	79.5 86.0
Rallate	B		6	300	272.5	-54.5	4	291	27.1 80.1
Röan	S	(79 ± 7)	7	300	9.5	72.5	5	147	84.5 80.8
Säte	B	98 ± 7	5	400	311	-78.5	5	245	39.3 35.0
Snababerg	B	88 ± 13	5	400	46.5	74	5.5	203	65.6 74.9
Ulfberg	B		18	300	32	60.5	6	35	64.7 124.8
Mittel: 12 Vorkommen					44.3	65.6	9.8	20.2	61.9 101.6

Uhrzeigersinn mit einem Winkel von etwa 54° (Proben der russischen Platte) bzw. 42° (schwedische Basalte).

9.1.4. Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve

Anschliffe der Proben vom Lönneberg (C), Bolmarehuset (B) und Göbnehall (G) zeigen unter dem Erzmikroskop ein ähnliches Bild: homogene Titanomagnetit-Körner mit einem Durchmesser von etwa 20 - 50 μ , die keine Anzeichen von Entmischungslamellen besitzen. Hämoilmenitnadeln wurden nicht beobachtet. Anschliffe der Proben Lönneberg (C) besitzen zusätzlich eine Gruppe von Titanomagnetit-Körnern mit einem Durchmesser kleiner als 1 μ . Die Anschliffe dieser drei Vorkommen können der Oxydationsklasse I zugerechnet werden. Anschliffe des Vorkommens Rön (D) besitzen neben homogenen auch teilweise entmischte Titanomagnetit-Körner (Durchmesser etwa 20-50 μ). Die Anschliffe sind daher in die Oxydationsklasse I/II eingestuft worden.

Die Temperaturabhängigkeit der spezifischen Sättigungsmagnetisierung von der Temperatur der Proben der drei Vorkommen mit homogenen Titanomagnetiten ergibt nur einen Curie-Punkt zwischen 150°C und 220°C . Die $I_s(T)$ -Kurven sind bei Aufheizen auf 320°C und Abkühlen auf Zimmertemperatur reversibel. Bei allen drei Proben ist die spezifische Sättigungsmagnetisierung bei 320°C Null. Dagegen zeigt die $I_s(T)$ -Kurve

der Proben Röan (C) zwei Curie-Punkte von 280° und 500°C . Der Anteil der Titanomagnetitphase mit hohem Curie-Punkt an der spezifischen Sättigungsmagnetisierung bei Zimmertemperatur beträgt etwa 15 %.

Da der Abkühlungsast der $I_s(T)$ -Kurve nach Aufheizen auf 600°C den Curie-Punkt von 280°C nicht mehr erkennen läßt, könnte nach den Untersuchungen von KROPACECK (1974) die Titanomagnetit-Phase maghemitisiert und die Proben des Vorkommen C für Intensitätsmessungen nicht geeignet sein. Dagegen erfüllen aufgrund der Untersuchungen an rezenten Basalten mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten die Proben der Vorkommen B,C,G, die gesteinsmagnetischen Kriterien, um für die Intensitätsmessungen geeignet zu sein.

9.1.5. Paläointensitätsmessungen

Von mindestens je zwei Proben eines Vorkommens wurden Intensitätsmessungen nach der Methode THELLIER und an einer weiteren Probe Intensitätsmessungen nach der Methode VAN ZIJL und der ARM durchgeführt. Vorbereitend für die Methode THELLIER sind zusätzlich je zwei weitere Proben im Nullfeld thermisch entmagnetisiert worden, um den Blockungstemperatur-Bereich zu bestimmen, in dem sich eine viskose remanente Magnetisierung gebildet hat und der für Intensitätsbestimmungen ausgeschlossen

werden muß. Die Messungen zeigen, daß bei der thermischen Entmagnetisierung mit einer Temperatur von etwa 120°C die viskosen Anteile der natürlichen remanenten Magnetisierung beseitigt werden können. Bei dieser Temperatur erreicht die Richtung der partiellen natürlichen remanenten Magnetisierung die mittlere Magnetisierungsrichtung der charakteristischen Remanenz ihres Vorkommens.

Die Proben der Vorkommen B,C,G sind für die Methode THELLIER mit Ausnahme der Probe C 14/2, die eine Isothermalremanenz wahrscheinlich durch Blitzschlag erworben hat, und der Probe B 8/12, die sich wie die Proben des Vorkommen D verhält. Proben dieser drei Vorkommen sollten auch für die Methoden VAN ZIJL und der ARM geeignet sein, da die Wechselfeld-Entmagnetisierungskurven der Sättigungsremanenz und der anhysteretischen Remanenz vor und nach dem Aufheizen nahezu identisch sind. Dagegen sind Proben für Intensitätsmessungen nach der Methode THELLIER nicht geeignet. Denn nach der thermischen Entmagnetisierung im äußeren Feld ($H = 0.50 \text{ Oe}$) wird eine künstliche Thermoremanenz erzeugt, ohne daß die Intensität der ursprünglichen natürlichen remanenten Magnetisierung abgenommen hat. Dieses Verhalten wird bis zu der maximal angewendeten Entmagnetisierungs-Temperatur von 320°C beobachtet. Solches Verhalten zeigen Proben, deren Erwerbungs-kapazität der Thermoremanenz nach Aufheizen

Tabelle 6: Messung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes an mesozoischen Basalten (Südschweden).

1. B-Bolmarehus, C=Lönneberg, G=Göbnehall, D-Röan 3. Unterer Curie-Punkt 4. Oberer Curie-Punkt 5. 3. Kap. 6. 1. 1. 6. Relative Änderung der Sättigungsmagnetisierung bei T=20°C nach Aufheizen auf 320°C 7. S. Kap. 6. 2. 8. MTH: Methode THELLIER, MVZ: Methode VAN ZIJL, MARM: Methode der Art. 9. Feld zur Erzeugung der künstlichen Remanenz 10. Temperatur- bzw. Wechselfeld-Bereich für die Berechnung der Paläointensität 11. Berechnete Paläointensität 12. Virtuelles Dipolmoment 13. Relative Änderung der Anfangssuszeptibilität nach Aufheizen auf 320°C 14. Qualitativer Vergleich der Sättigungsremanenz im gemessenen Koerzitivkraft-Bereich.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Probe	Alter	T _{unt}	T _C	T _{ob}	I _s (T)-	ΔI _s	Oxyd.	Meth.	H	Temp. bzw. H- Int. f. Best. v.	F	VDM	Δk _A	ΔJ _V rs / ΔJ _{rs} ⁿ
	my	(°C)	(°C)	Typ	(T=20°C)	(%)	Grad		(Oe)	(°C bzw. Oe)	(Oe)	Gcm ³	(%)	
B 8/2	125	120	-	1	+ 2		I	MTH	0.50	kein Ergebnis	-	4.0	+ 8	=1 (300-800 Oe)
B 5/2		120	-	1	+ 3		I	MTH	0.50	120 - 210 °C	0.18			
B 5/1								MVZ	0.50	200 - 800 Oe	0.23			
B 5/1								MARM	1.00	200 - 800 Oe	0.23			
B 7/2	120				+ 4			MTH	0.50	kein Ergebnis	-	4.9	+ 4	
C 8		180	-	1			I	MTH	0.50	120 - 295 °C	0.26			
C 4								MTH	0.50	175 - 320 °C	0.34			
C10							I	MVZ	0.50	100 - 1000 Oe	0.33			=1 (300-800 Oe)
C10								MARM	1.00	100 - 700 / e	0.27			
G 7/2	163				- 7.5			MTH	0.50	175 - 240 °C	0.25	4.2	+ 4	=1 (300-800 Oe)
G 8/1		220	-	1a			I	MVZ	0.50	100 - 600 Oe	0.13			
G18/1								MARM	0.40	100 - 600 Oe	0.15			
G 4/2								MTH	0.50	175 - 240 °C	0.23			
D 5/2	79	280	500	2b	+17		I/II	MTH	0.50	kein Ergebnis	-	5.1(?)	+12	=1 (300-600 Oe)
D10/2								MTH	0.50	kein Ergebnis	-			
D 5/1								MVZ	0.50	100 - 600 Oe	0.32			
D 5/1								MARM	1.00	100 - 600 Oe	0.30			

zugenommen hat. Im Widerspruch dazu sind für diese Proben die Wechselfeld-Entmagnetisierungskurven der Sättigungsremanenz vor und nach Aufheizen auf 320°C identisch, so daß irreversible Änderungen ausgeschlossen sein sollten. Das widersprüchliche Verhalten dieser Proben wird noch nicht verstanden.

9.1.6. Ergebnis

Die Ergebnisse der Paläointensitätsmessungen an den südschwedischen Basalten sind der Tabelle 6 zu entnehmen. Die vier Vorkommen ergeben Werte zwischen 4.0 und $5.1 \cdot 10^{25} \text{ G}\cdot\text{cm}^3$ für das virtuelle Dipolmoment (heutiger Wert: $\text{VDM}_0 = 8.06 \cdot 10^{25} \text{ G}\cdot\text{cm}^3$). Die Intensitätswerte der Proben des Basaltes Rön (D) mit wahrscheinlich maghemitisierten Titanomagnetiten sind entweder fraglich, da sie für die Methode Thellier nicht geeignet sind, oder aber die Methoden der Wechselfeld-Entmagnetisierung sind der Methode THELLIER bei diesem Probentyp überlegen.

9.2. Permische Eruptivgesteine aus dem Nahe-Gebiet

Die rege vulkanische Tätigkeit im Oberrotliegenden (Perm) in der Nahe-Mulde förderte basische, intermediäre und saure Eruptiva, an denen bereits SCHMUCKER (1959) und NIJENHUIS (1961) paläomagnetische Unter-

suchungen durchgeführt haben. Insbesondere die Arbeit von SCHMUCKER läßt vermuten, daß eine Reihe der Eruptiva für Paläointensitätsmessungen gute Ergebnisse liefern könnten. Der Anteil der sekundären Magnetisierung an der natürlichen Magnetisierung ist gering, zum anderen zeigen erste Versuche von SCHMUCKER, daß eine künstliche Thermoremanenz, die in einem Feld von 0.50 Oe erzeugt wird, eine der NRM vergleichbare Intensität besitzt. Außerdem variieren die Eruptiva in ihrer chemischen Zusammensetzung von basaltisch bis rhyolithisch, so daß wahrscheinlich darunter Proben zu finden sind, die gegenüber Aufheizen keine Änderung im magnetischen Verhalten zeigen. Altersbestimmungen von ORLIAC und SCHÄFER (1969) nach der Rb/Sr-Methode an Biotiten verschiedener Rhyolithkörper ergeben Alter zwischen 253 und 280 my. Aus einer stratigraphischen Arbeit von LORENZ (1973) geht hervor, daß die basischen bis intermediären Eruptiva älter sind.

9.2.1. Proben und Probenentnahme

Im Jahre 1973 sind orientierte Proben von insgesamt 10 Vorkommen entnommen worden. Die Lage der Lokalitäten ist aus der Karte in Abb. 36 zu entnehmen; außerdem finden sich eine detaillierte Beschreibung der Vorkommen im Anhang, ebenso einige Ergebnisse naßchemischer Analysen. Da 9 der 10 Aufschlüsse Steinbrüche sind, die noch in Betrieb sind oder kürzlich erst stillgelegt wurden, sehen

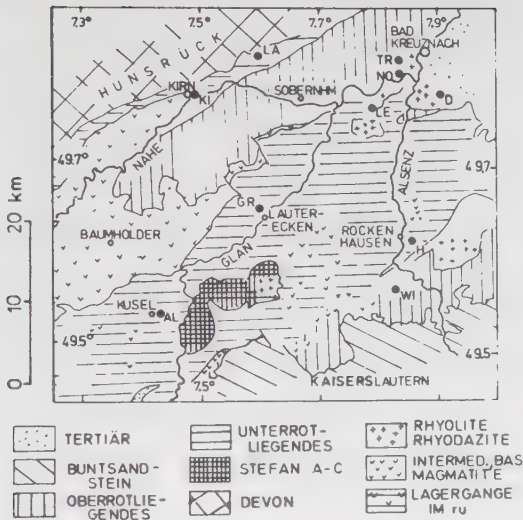


Abb. 36. Nahe-Gebiet. Volle Kreise bezeichnen die Lokalitäten der Probenentnahme.

die Proben frisch aus. Hydrothermal verändert sind sichtbar nur Partien der Vorkommen LA und WI. Diese Partien sind durch eine niedrigere Intensität der NRM gekennzeichnet und für Intensitätsmessungen ausgeschlossen worden.

9.2.2. Paläomagnetische Untersuchungen

Bei den paläomagnetischen Untersuchungen stellte sich heraus, daß Proben von vier der zehn Vorkommen eine NRM besitzen, deren Intensität weniger als 10^{-5} G beträgt (AL, D, GR, NO). Da die NRM dieser Proben darüberhinaus auch eine Komponente einer sekundären Magnetisierung

besitzt, erschienen diese Proben als problematisch und wurden für Paläointensitätsmessungen ausgeschlossen. Im Laufe der Untersuchungen stellte sich ferner heraus, daß auch Proben des Vorkommen LE für Intensitätsmessungen ungeeignet sind. Bei der Behandlung dieser Proben im Wechselfeld zur Beseitigung der sekundären Magnetisierung zeigte sich, daß die NRM von Proben zweier Vorkommen (GR, NO) viskose Anteile mit unterschiedlichen Koerzitivkräften besitzt, und jede Probe individuell behandelt werden mußte. Für jedes Vorkommen wurde die mittlere Magnetisierungsrichtung bestimmt, die tektonische Korrektur angebracht, soweit die tektonischen Daten bekannt waren und der virtuelle geomagnetische Pol berechnet.

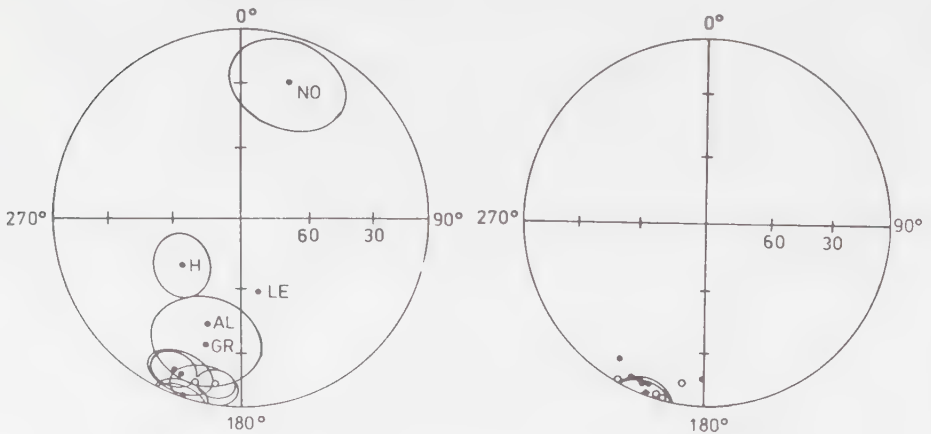


Abb. 37. Stereographische Projektion. Ausgefüllte Kreise: positive Inklination, offene Kreise: negative Inklination. Links: Mittlere Magnetisierungsrichtungen (NRM) der Vorkommen mit α_{95} -Kreis. Rechts: Mittlere Magnetisierungsrichtungen (CARM) nach Wechselfeld-Entmagnetisierung. Mittelwert der mittleren Magnetisierungsrichtungen (Raute) mit α_{95} -Kreis.

Tabelle 7: Paläomagnetische Untersuchungen an permischen Eruptivgesteinen aus dem Nahegebiet
(die geographische Lage ist 49.7°N und 7.7°E).

3. Probenanzahl 4. Spitzenfeldstärke der Wechselfeld-Entmagnetisierung 5. und 6.: Deklination und Inklination der mittleren Magnetisierungsrichtung nach Wechselfeld-Entmagnetisierung ohne tektonische Korrektur. 9. und 10.: desgleichen mit tektonischer Korrektur. 7. und 8.: 'Deklination' und 'Inklination' des Vektors der Einfallrichtung. 11. Radius des 95% Vertrauenskreises 12. Präzisionsparameter.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Vork.	J_m	N	$\tilde{H}$	D_u	I_u	d	i	D_k	I_k	α_{95}	k	Pollage
	$(10^{-5}G)$		(Oe)									(°N) (°E)
Al	0.4	3	300	209.3	+ 2.8	335	23	209.4	- 2.2			35.4 150.3
D	0.9	4	300	195.2	- 7.8	245	23	201.9	+ 6.7	15	32	33.6 169.3
GR	0.6	6	200-400	206.5	+ 8.5					16	17	31.3 156.1
H	12	3	300	219.1	+21.6	60	22	212.8	+12.5			27.1 150.5
KI	140	3	300	203.4	- 7.9	65	60	229.1	-39.6			43.0 156.2
LA	2-180	9	300	196.4	- 3.1					5	109	39.7 166.0
LE	1- 50	3	400	194.9	- 0.7							38.9 168.4
NO	0.4	6	150-400	182.0	+11.6	150	53	179.6	-16.8	7	80	48.8 188.3
TR	16	7	400	188.2	-13.3					7	63	46.3 175.9
WI	2- 80	9	150	200.2	+ 5.8					5	115	34.4 163.0
Mittel: 10 Vorkommen								199.4	+ 1.7	9	30	37.3 162.1

Im Mittel ergibt sich für die zehn untersuchten Nahe-Vorkommen ein virtueller geomagnetischer Pol von $\mathcal{J} = 37.3^\circ\text{N}$ und $\lambda = 162.1^\circ\text{E}$ mit $A_{95} = 8.8^\circ$, $dm = 8.9^\circ$ und $dp = 4.5^\circ$ (Tabelle 7). Ein Vergleich mit den von anderen Autoren bestimmten Pollagen für das Perm ergibt recht gute Übereinstimmung (Abb. 35).

9.2.3. Erzmikroskopische Untersuchungen und $I_s(T)$ -Kurve

Anschliffe von Proben der Vorkommen Hintersteinerhof(H), Kirn (KI), Langenthal(LA), Traisen(TR) und Winnweiler(WI), die für die Intensitätsmessungen ausgewählt worden sind, zeigen bei Beobachtungen mit dem Erzmikroskop, daß alle Proben primären Hämoilmenit besitzen. Mit Ausnahme der Probe TR, deren Hämoilmenitkörner korrodiert erscheinen, zeigen Anschliffe der anderen Proben "frische" Hämoilmenitkörner, die im Olivinbasalt WI teilweise hochtemperatur-oxydiert sind. Keinerlei Anzeichen einer hydrothermalen Umwandlung zeigen Anschliffe des Melaphyrs KI. Die Titanomagnetitkörner sind vollkommen "frisch", zeigen schöne Entmischungslamellen, aufgrund derer diese Anschliffe der Oxydationsklasse III zugeordnet werden können. Die Erzphase des Olivinbasaltes WI besteht fast vollständig aus einer Hämoilmenitphase (Körner bis zu 0.5 mm Länge), die gegenüber einer hydrothermalen Umwandlung stabiler sind und daher nur scheinbar "frisch" sind. Allerdings zeigen die ganz

vereinzelt beobachteten Titanomagnetitkörner von etwa $20\ \mu$ Durchmesser ebenfalls keine hydrothermalen Umwandlungen. Bemerkenswert ist die Bedeckung mit Magnetitkolloid der bereits leicht verwitterten Olivine, woraus geschlossen werden muß, daß teilweise auch submikroskopisch im Olivin eine Titanomagnetit-Phase ausgeschieden ist. Auf hydrothermale Umwandlung im geringem Maße bei den Proben H, in stärkerem Maße bei den Proben LA weisen die korrodierten Titanomagnetit-Körner hin. Ausgehend von den Kornumrandungen und Rissen lassen sich Partien mit pockennarbigem Aussehen erkennen, das von ADE-HALL et al. (1969) als Granulation bezeichnet wird. Bei Anschliffen der Proben TR dominieren Erzkörner, die aus einer hämatitreichen Ilmohämatitphase bestehen. Allerdings weist eine teilweise Bedeckung mit Magnetitkolloid darauf hin, daß partiell eine ferri-magnetische Phase, Titanomagnetit- bzw. Titanomaghetitphase vorhanden ist. Aus den $I_s(T)$ -Kurven, die in dem Temperaturbereich 20° bis 700°C aufgenommen worden sind, geht hervor, daß für die Proben der Vorkommen H, KI, LA jeweils eine definierte Titanomagnetit-Phase mit einem Curie-Punkt zwischen 480° und 550°C Träger der remanenten Magnetisierung ist. Der geradlinige Verlauf der $I_s(T)$ -Kurve für die Proben WI könnte durch ein Phasengemisch von Komponenten der Mischkristallreihe Ulvöspinell-Magnetit erklärt

werden. Ein deutlicher Curie-Punkt liegt bei 550°C ; bei der Abkühlkurve deutet sich ein weiterer Curie-Punkt bei 100°C an. Aus der $I_s(T)$ -Kurve für die Proben TR lassen sich drei Curie-Punkte ablesen. Der niedrigste Curie-Punkt von 400°C , der in der Abkühlkurve nicht mehr beobachtet wird, kann einer Titanomaghemit-Phase zugeschrieben werden, der Curie-Punkt von 540°C einer Titanomagnetitphase und der Curie-Punkt von 610°C einer Ilmohämatitphase. Aufgrund dieser gesteinsmagnetischen Untersuchungen sind von Proben der Vorkommen H, KI, WI vertrauenswürdige Ergebnisse für die Paläointensitätsmessungen zu erwarten, während die Proben der Vorkommen LA und TR aufgrund ihrer hydrothermalen Umwandlung hierfür problematisch erscheinen.

9.2.4. Paläointensitätsmessungen

Von den fünf ausgewählten Vorkommen sind an mindestens je drei Proben Intensitätsmessungen nach der Methode THELLIER gemacht worden, an mindestens einer weiteren Probe Intensitätsmessungen nach der Methode VAN ZIJL und der Methode der ARM. Nur an Proben H sind die letzteren Methoden der Wechselfeld-Entmagnetisierung nicht anwendbar, da die Proben bei Temperaturen oberhalb von etwa 460°C vollkommen zerfallen. Die viskosen

Anteile der NRM lassen sich thermisch bei Temperaturen von 290° bis 380°C beseitigen und im Wechselfeld mit Spitzenfeld stärken von 150 bis 400 Oe. Problematisch sind bei Proben aller Vorkommen die durch das Aufheizen verursachten Änderungen der magnetischen Eigenschaften, die durch einen Vergleich der Sättigungsremanenz bzw. der anhysteretischen Remanenz vor und nach dem Aufheizen nachgewiesen werden.

Vorkommen H

Bei den drei nach der Methode THELLIER untersuchten Proben können die viskosen Anteile thermisch bei Temperaturen von 285° bis 345°C beseitigt werden. Träger der viskosen Remanenz sind aber überwiegend magnetische Bereiche mit Blockungstemperaturen von 20° bis 160°C , während der darüberliegende Bereich bis 345° nur wenig besetzt ist. Bis zu der Temperatur von 470°C , bei der die Proben zerfallen, ergeben sich keine Anzeichen von Änderungen magnetischer Eigenschaften, die durch Aufheizen bedingt sind.

Vorkommen KI

Die geringen viskosen Anteile der NRM erklären sich aus der geringen Besetzungsdichte der magnetischen Bereiche im Blockungstemperatur-Bereich 20° bis 440°C . Da bei Aufheiztemperaturen von etwa 520°C große irreversible

Änderungen im magnetischen Verhalten einsetzen, beschränkt sich die Bestimmung der Paläointensität nach der Methode THELLIER auf den Temperaturbereich 440° bis 520°C , in dem unglücklicherweise aber nur etwa 40 % der Thermoremanenz gebildet wird, während die restlichen 60 % oberhalb dieser kritischen Temperatur gebildet werden. Bei der Auswertung sind daher nur etwa 40 % der Ausgleichsgeraden mit Meßpunkten belegt, so daß deren Steigung und damit auch die Paläointensität mit relativ großem Fehler bestimmt wird. Paläointensitätsmessungen nach den Methoden VAN ZIJL und der ARM sind für Proben dieses Vorkommens äußerst problematisch, da sich nach dem Aufheizen auf 600°C das Koerzitivkraft-Spektrum signifikant geändert hat. In dem Koerzitivkraft-Bereich 100-500 Oe hat die Sättigungsremanenz um den Faktor 1.5 - 2 zugenommen, in dem Bereich 500 - 1000 Oe bis zu einem Faktor 8. Für die Auswertung der Messungen nach der Methode VAN ZIJL wird für die Auswertung daher nur der Koerzitivkraft-Bereich 100 - 500 Oe herangezogen und die Aufheizeffekte mittels der von CARMICHAEL vorgeschlagenen Korrektur berücksichtigt. Wie die Sättigungsremanenz hat auch die ARM in dem Koerzitivkraft-Bereich 500 - 1000 Oe um etwa einen Faktor 8 zugenommen. Dagegen reagiert die ARM in dem Koerzi-

tivkraft-Bereich 100 - 500 Oe bei zwei untersuchten Proben unterschiedlich: Bei der einen nimmt sie um 20 % ab, bei der anderen um 25 % zu. Diese relativ geringen Änderungen, die bei der Auswertung auch berücksichtigt werden, versprechen für die Methode der ARM in dem Koerzitivkraft-Bereich 100 - 500 Oe gute Ergebnisse.

Vorkommen LA

Messungen nach der Methode THELLIER an fünf Proben erweisensich wegen der ungünstigen Blockungstemperatur-Spektren als sehr problematisch. Bei zwei der fünf Proben konzentrieren sich etwa 70 % der Thermoremanenz in dem Blockungstemperatur-Bereich 440° bis 470°C . Werden bei dem zweifachen Aufheizen der Methode THELLIER die Temperaturen nach dem 1. und 2. Aufheizen mit einer Temperaturdifferenz von 10°C in diesem Bereich erreicht, so kann das bei der Berechnung der partiellen NRM und TRM zu einem Fehler bis zu 75 % führen und erklärt auch die Streuung der Meßwerte für die Temperatur 470°C im Diagramm WILSON. Da die irreversiblen Änderungen der magnetischen Eigenschaften bereits bei Temperaturen von 440°C einsetzen, sind diese Proben ohnehin problematisch. Ausgeschlossen worden sind aus diesem Grund die zwei weiteren Proben, deren Thermoremanenz zu etwa 70 % in dem Temperaturbereich oberhalb 480°C

gebildet wird. Die Aufheizeffekte lassen sich durch einen Vergleich der Koerzitivkraft-Spektren der Sättigungsremanenz und der ARM vor und nach dem Aufheizen nachweisen. Nach dem Aufheizen hat die Sättigungsremanenz in dem Koerzitivkraft-Bereich 0 bis 1000 Oe um den Faktor 7 zugenommen. Daher sind die Proben auch für die Messungen nach der Methode VAN ZIJL auszuschließen, denn selbst bei Anwendung der Korrektur würde die berechnete Paläointensität nur die Größe des Korrekturfaktors widerspiegeln. Dagegen hat die ARM in dem Koerzitivkraft-Bereich 0-600 Oe nach dem Aufheizen nur um den Faktor 2 zugenommen.

Vorkommen TR

Auch bei diesen Proben wird 70 bis 80 % der Thermoremanenz bei Temperaturen oberhalb von 440° - 480°C gebildet. Allerdings beginnen die irreversiblen Änderungen erst bei Temperaturen von 520° - 550°C . Nach dem Aufheizen auf 620° haben sowohl die Sättigungsremanenz wie die ARM im Koerzitivkraft-Bereich 0 - 1000 Oe um 35 % abgenommen. Diese Abnahme wird bei der Berechnung der Paläointensität durch den Korrekturfaktor nach CARMICHAEL für Messungen nach der Methode VAN ZIJL berücksichtigt.

Vorkommen WI

Diese Proben besitzen für Messungen nach der Methode THELLIER ein günstiges, breites Blockungstemperatur-

Spektrum zwischen 285° und 440°C . Die irreversiblen Änderungen beginnen bei Temperaturen von etwa 440°C . (Abb. 3) Nach Aufheizen auf 600°C hat sich der Charakter des Koerzitivkraft-Spektrums der Sättigungsremanenz vollständig gewandelt. Es existiert kein größerer Koerzitivkraft-Bereich mehr von etwa 300 Oe, in dem das Verhältnis der Sättigungsremanenz vor und nach dem Aufheizen konstant ist. Diese Forderung muß aber für die Anwendung des Korrekturfaktors nach CARMICHAEL erfüllt sein. Daher sind Proben dieses Vorkommens für die Methode VAN ZIJL nicht geeignet. Dagegen zeigt ein Vergleich der ARM vor und nach dem Aufheizen, daß in dem Koerzitivkraft-Bereich 200 - 800 Oe die ARM nach dem Aufheizen um 28 % zugenommen hat. Diese Proben scheinen für die Methode der ARM geeignet zu sein.

9.2.5. Ergebnisse

Die Ergebnisse der Paläointensitätsmessungen an den permischen Eruptivgesteinen aus dem Nahegebiet sind in der Tabelle 8 zusammengefaßt. Vier der fünf Vorkommen ergeben für das virtuelle geomagnetische Dipolmoment Werte zwischen 6.2 und $9.1 \cdot 10^{25} \text{ G}\cdot\text{cm}^3$. Verglichen mit dem heutigen Dipolmoment der Erde von $8.06 \cdot 10^{25} \text{ G}\cdot\text{cm}^3$ zeigen die Ergebnisse, daß die Intensität des Erdmagnetfeldes zur Zeit des Perms etwa der heutigen entsprochen hat.

Am stärksten sollten zweifellos die Ergebnisse der Messungen an dem Olivinbasalt WI bewichtet werden, bei dem erzmikroskopisch hydrothermal nicht veränderte Hämoilmenit- und Titanomagnetit-Körner nachgewiesen werden und der für die Methode THELLIER ein ideal breites Blockungstemperatur-Spektrum besitzt. Bei den Vorkommen H, KI ist nach den Erfahrungen an rezenten Laven damit zu rechnen, daß die berechnete Paläointensität zu klein ausgefallen ist, da die irreversiblen Änderungen beim Aufheizen zu einer Zunahme der pro Oe erworbenen Thermoremanenz führen. Für Proben des Typs TR (Quarzporphyr) liegen bisher noch keine Erfahrungen vor. Die stark steuenden Ergebnisse für das Vorkommen LA unterstreichen die Problematik der Intensitätsmessungen an Proben, die durch hydrothermale Umwandlung der Titanomagnetite, durch ein enges Blockungstemperatur-Spektrum im Temperatur-Bereich $440^{\circ} - 470^{\circ}\text{C}$ und durch Aufheizeffekte gekennzeichnet sind, die bei Temperaturen von 440°C einsetzen.

Tabelle 8: Messung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes an permischen Eruptivgesteinen aus dem Nahe-Gebiet.

2. Unterer Curie-Punkt 3. Oberer Curie-Punkt 4. S. Kap. 6.1.1. 5. Relative Änderung der spez. Sättigungsmagnetisierung bei $T=200^{\circ}\text{C}$ nach Aufheizen auf 600°C 6. MTH: Methode THELLIER, MVZ: Methode VAN ZIJL, MARM: Methode der ARM 7. Feld zur Erzeugung der künstlichen Remanenz 8. Temperatur- bzw. Wechselfeld-Bereich für die Berechnung der Paläointensität 9. Berechnete Paläointensität 10. Mittelwert der Paläointensität für ein Vorkommen 11. Virtuelles Dipolmoment.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Probe	T_{unt} $^{\circ}\text{C}$	T_{ob} $^{\circ}\text{C}$	$I_s(T)$ - Typ	ΔI_s ($T=20^{\circ}\text{C}$) (%)	Meth.	H (Oe)	Temp. bzw. H- Int. f. Best. v. F ($^{\circ}\text{C}$ bzw. Oe)	F (Oe)	F (Oe)	VDM 10^{25}Gcm^3
Hinterstei- nerhof										
H 1/1/1	-	480	1a		MTH	0.50	340 - 440°C	0.27		
H 1/6					MTH	0.50	115 - 470°C	0.24		
H 2/1/2					MTH	0.50	345 - 470°C	0.25		
Kirn								0.25	6.19	
KI 2/4/2	-	550	1a	- 7	MTH	0.50	380 - 540°C	0.28		
KI 3/2/3	-	550	1a	- 8	MTH	0.50	380 - 540°C	0.23		
KI 3/3/4					MTH	0.50	370 - 540°C	0.23		
KI 1/1/2					MARM	0.40	200 - 600°Oe	0.30		
KI 1/1/2					MVZ	0.50	0 - 600°Oe	0.31		
KI 1/1/2					MARM	1.00	100 - 500°Oe	0.30		
KI 3/1					MVZ	0.50	0 - 300°Oe	0.33		
Langenthal								0.16(?)	4.27(?)	
LA 1/2					MTH	0.50	290 - 440°C	0.10		
LA 8/2					MTH	0.50	400 - 480°C	0.11		
LA 3/3			1a		MTH	0.50	kein Ergebnis	-		
LA 4/2		550			MTH	0.50	290 - 440°C	-		
LA10/1				-17	MTH	0.50	kein Ergebnis	0.35		
LA 9/2	-	550	1a		MVZ	0.50	100 - 600°Oe	-		
LA 9/2					MARM	1.00	100 - 600°Oe	0.08		

Table 1: Messung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes an permischen Eruptivgesteinen aus dem Nahe-Gebiet (Fortsetzung).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Probe	T_c^{unt} (°C)	T_c^{ob} (°C)	$I_s(T)$ - Typ	ΔI_s ($T=20^\circ C$) (%)	Meth.	H (Oe)	Temp.bzw. H- Int.f.Best.v. F (°C bzw. Oe)	F (Oe)	$\bar{F}$	VDM $10^{25} \cdot Gcm^3$
Traisen										
TR 1/2	400	550	2a		MTH	0.50	380 - 550 °C	0.33	0.25	6.31
TR 3/4					MTH	0.50	345 - 550 °C	0.22		
TR 4/3					MTH	0.50	345 - 550 °C	0.20		
TR 1/1	-	550	1a		MVZ	0.50	300 - 1000 Oe	0.23		
TR 1/1					MARM	0.40	300 - 600 Oe	0.25		
Winnweiler										
WI 1/2	-	550	1a	- 4	MTH	0.50	kein Ergebnis	-	0.34	9.10
WI 4/3					MTH	0.50	20 - 440 °C	0.35		
WI 7/3	-	550	1a	- 3	MTH	0.50	20 - 470 °C	0.32		
WI 4/2					MVZ	0.50	kein Ergebnis	-		
WI 4/2					MARM	0.40	200 - 800 Oe	0.34		

10. Problem der viskosen remanenten Magnetisierung (VRM) und zeitliche Stabilität der fossilen Thermoremanenz

Die Messungen an den schwedischen mesozoischen Basalten und permischen Eruptivgesteinen aus dem Nahe-Gebiet haben ergeben, daß die viskose remanente Magnetisierung kein Problem für die Intensitätsbestimmung darstellt und sowohl durch Wechselfeld- und thermische Entmagnetisierung beseitigt werden kann. Die thermische Entmagnetisierung zeigt folgende Ergebnisse:

- a. Die Richtung der VRM ist parallel zum heutigen Feld.
- b. Die VRM läßt sich mit einer Temperatur T_{ent} thermisch entmagnetisieren, die deutlich (mindestens 100°C) unterhalb der Curie-Temperatur liegt (Abb. 38).
- c. T_{ent} erreicht höchstens 380°C . (Abb. 38).

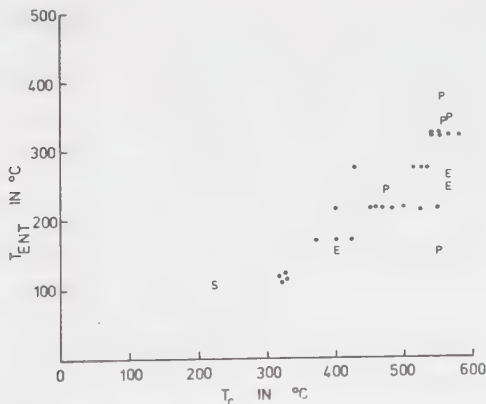


Abb. 38: Die bei der thermischen Entmagnetisierung minimale Temperatur T_{ent} zur Beseitigung der VRM als Funktion der Curie-Temperatur. E = tertiäre Eruptiva aus der Eifel, P = permische Eruptiva aus dem Nahe-Gebiet, S = südschwedische mesozoische Basalte, Punkte = Ergebnisse von WILSON und SMITH (1968).

- d. Das Feld der Punkte in Abb.38 wird nach links durch eine Kurve begrenzt, die eine Beziehung zwischen T_c und T_{ent} derart vermuten läßt, daß T_{ent} mit wachsendem T_c zunimmt.
- e. Die Intensität der VRM ist eine Funktion des Blockungstemperatur-Spektrums.

Theoretisch wurde die Erwerbung und thermische Beseitigung der VRM von WILSON und SMITH (1968) auf der Grundlage der NEEL'schen Theorie der Einbereichsteilchen erklärt. Die NEEL'sche Theorie basiert auf der Vorstellung, daß bei einem Aggregat von ferro(i)magnetischen Einbereichsteilchen ohne magnetostatische Wechselwirkung für eine Temperatur $T \neq 0^\circ K$ eine endliche Wahrscheinlichkeit besteht, daß eine Energieschwelle E überwunden wird und die Magnetisierungsrichtung sich ändert. Der Vorgang der spontanen Magnetisierungsumkehr kann durch eine Relaxationszeit τ beschrieben werden, die von den physikalischen Größen der Einbereichsteilchen bei Annahme einer reinen Formanisotropie wie folgt abhängt:

$$(17) \quad \frac{1}{\tau} = \frac{1}{\tau_0} \exp \frac{-E(T)}{k \cdot T} = \frac{1}{\tau_0} \exp \frac{-J_s(T) \cdot H_c(T) \cdot v}{2 \cdot k \cdot T}$$

(J_s spontane Magnetisierung, H_c Koerzitivkraft, v Volumen
 k Boltzmann-Konstante ($k=1.38 \cdot 10^{-16}$ erg Grad $^{-1}$), T in $^\circ K$)
 $1/\tau_0$ läßt sich als Larmorfrequenz des Magnetisierungsfeldes im eigenen Anisotropiefeld interpretieren. WILSON und SMITH(1968) diskutieren Werte zwischen 10^9 und 10^{13} s $^{-1}$, STACEY und BANERJEE (1974) nehmen für $1/\tau_0$ einen Wert von 10^8 s $^{-1}$ an.

Bei einer kleinen Änderung in der Energieschwelle $E(T)$ bzw. in der Temperatur ändert sich die Relaxationszeit τ drastisch. Dieses führt zu der NEEL'schen Konzeption der Blockungstemperatur. Die Blockungstemperatur eines Teilchens wird als die Temperatur definiert, bei der seine Relaxationszeit etwa gleich der Versuchsdauer ist ($\tau_{\text{ent}} = 100 \text{ s}$).

Nach WILSON und SMITH (1968) besitzt die folgende Darstellung über die Erwerbung und thermische Entmagnetisierung der VRM auch für Mehrbereichsteilchen Gültigkeit.

Lagert eine Probe, deren Magnetisierungsrichtung nicht mit der des äußeren Feldes F ($F \ll H_C$) übereinstimmt, bei Zimmertemperatur während der Zeit t , so sind für alle diejenigen magnetischen Bereiche Ummagnetisierungsprozesse wahrscheinlich, deren Relaxationszeit kleiner oder gleich der Lagerungszeit t ist. Die Relaxationszeit eines magnetischen Bereiches ist wiederum mit seiner Blockungstemperatur verknüpft. Höhere Relaxationszeiten bedeuten dabei höhere Blockungstemperaturen. Bei zunehmend längeren Lagerungszeiten erwerben also magnetische Bereiche mit zunehmend höheren Blockungstemperaturen eine VRM. Eine minimale Entmagnetisierungstemperatur T_{ent} , mit der die erworbene VRM vollständig thermisch entmagnetisiert werden kann, ist durch die Bedingung gegeben, daß sie gleich der der Lagerungszeit t entsprechenden maximalen Blockungstemperatur sein muß ($T_B^{\text{max}} = T_{\text{ent}}$). Der Zusammenhang zwischen der Lagerungszeit t ,

gleichbedeutend mit der Relaxationszeit τ , und der maximalen Blockungstemperatur, gleichbedeutend mit der minimalen Entmagnetisierungstemperatur T_{ent} , läßt sich folgendermaßen ableiten: Logarithmieren der Gleichung 17 und Einsetzen der Relaxationszeit τ_r bei Zimmertemperatur T_o ergibt die Gleichung:

$$(18) \quad \ln \tau_r - \ln \tau_o = \frac{J_s(T_o) \cdot H_c(T_o) \cdot v}{2 k T_o}$$

Die Entmagnetisierungstemperatur T_{ent} wird durch die Forderung bestimmt, daß bei dieser Temperatur die Relaxationszeit τ_r auf eine Relaxationszeit τ_{ent} (z.B. 100 s) herabgesetzt wird:

$$(19) \quad \ln \tau_{\text{ent}} - \ln \tau_o = \frac{J_s(T_o) \cdot H_c(T_o) \cdot v \cdot f(T_{\text{ent}})}{2 \cdot k \cdot T_{\text{ent}}}$$

$f = \frac{H_c(T) \cdot J_s(T)}{H_c(T_o) \cdot J_s(T_o)}$ gibt die Temperaturabhängigkeit der Koerzitivkraft und der spontanen Magnetisierung der magnetischen Bereiche wieder. Gleichung 18 und 19 ergeben zusammen eine implizite Gleichung für die Entmagnetisierungstemperatur als Funktion der Lagerungszeit τ_r :

$$(20) \quad \frac{T_{\text{ent}}}{f(T_{\text{ent}})} = T_o \frac{\ln \tau_r - \ln \tau_o}{\ln \tau_{\text{ent}} - \ln \tau_o}$$

Als einzige Materialeigenschaft geht die Temperaturabhängigkeit von $J_s(T) \cdot H_c(T)$ in die Beziehung ein. Bei vorgegebener Lagerungszeit und Temperatur nimmt die Entmagnetisierungstemperatur mit kleiner werdendem $f(T_{\text{ent}})$ ab. Daher sollte die VRM bei Basalten mit Titanomagnetiten mit niedrigem

Curie-Punkt bei tieferen Temperaturen beseitigt werden als die VRM bei gleichaltrigen Basalten, deren Titanomagnetite höhere Curie-Punkte besitzen. Für verschiedene invers magnetisierte Gesteine wurden die experimentell bestimmten Entmagnetisierungstemperaturen, die aus dem Diagramm WILSON (Abb.39) abgelesen wurden, mit den nach Gleichung 20 berechneten verglichen. Bei der Berechnung wurde reine

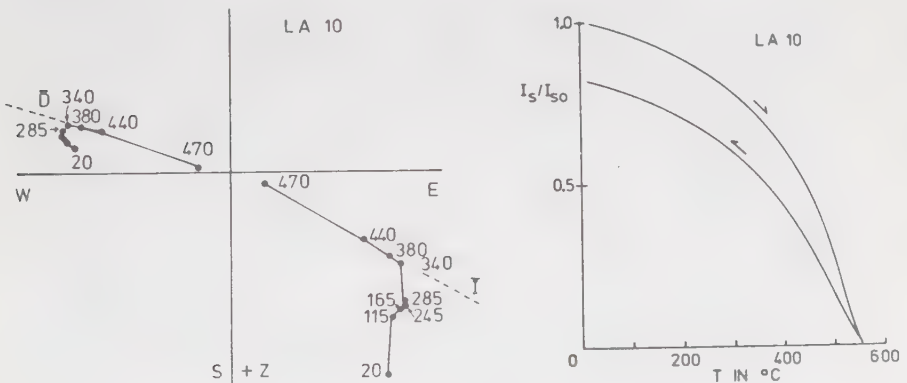


Abb.39: Links: Diagramm WILSON (s. Abb.4). Variation der Richtung und Intensität der partiellen NRM während der thermischen Entmagnetisierung (Meßpunkte mit Temperaturangabe). Bei 340°C, bei der die Richtung der partiellen NRM die mittlere Inklination bzw. Deklination der charakteristischen Remanenz (CARM) des Vorkommens erreicht (gestrichelte Geraden), sind die viskosen Anteile beseitigt. Rechts: Temperaturabhängigkeit der spezifischen Sättigungsmagnetisierung von der Temperatur. Bei der Probe LA handelt es sich um ein permisches Eruptiv-Gestein aus dem Nahe-Gebiet.

Formanisotropie angenommen ($H_c = N \cdot J_s$, N = Entmagnetisierungsfaktor). Daher gilt: $f(T_{ent}) = (J_s(T)/J_s(T_0))^2$. Für andere Anisotropien hängt die Koerzitivkraft stärker als linear von der spontanen Magnetisierung ab. Da die Gleichung 20 eine

implizite Funktion ist und $f(T_{\text{ent}})$ analytisch nicht bekannt ist, wurde die Entmagnetisierungstemperatur mit Hilfe einer Tabelle bestimmt (Tabelle 9). Die Werte für die spontane Magnetisierung wurden der jeweiligen $I_s(T)$ -Kurve (Aufheizast!) entnommen (Abb.39, rechts).

Tabelle 9: Beispiel für die iterative Lösung der Gleichung 20 (Probe LA 10).

$T(^{\circ}\text{C})$	$T(^{\circ}\text{K})$	$\frac{J_s(T)}{J_s(T_0)}$	$\frac{J_s(T)}{J_s(T_0)}$	$\frac{T_{\text{ent}}}{f(T_{\text{ent}})}$	R_1^*	R_2^*
<u>170</u>	442	0.92	0.84	<u>528</u>	625	<u>528</u>
175	447	0,91	0.83	536	625	528
200	472	0.89	0.80	593	625	528
<u>210</u>	482	0.88	0.77	<u>625</u>	<u>625</u>	528
215	487	0.87	0.76	644	625	528
225	497	0.86	0.74	670	625	528

*Rechte Seite der Gleichung 20: $T_0 = 300^{\circ}\text{K}$, $\tau_r = 3.15 \cdot 10^{13} \text{ s}$ (1 my), $R_1: \tau_0 = 10^{-8} \text{ s}$, $R_2: \tau_0 = 10^{-13} \text{ s}$.

In der Tabelle 10 sind für verschiedene magmatische Gesteine die experimentell bestimmte und die berechnete Entmagnetisierungstemperatur verglichen worden. Für $\tau_0 = 10^{-8} \text{ s}$ ergibt sich recht gute Übereinstimmung, obwohl die berechnete Entmagnetisierungstemperatur meist zu klein ist. Eine Verbesserung der Ergebnisse wird erzielt, wenn bei der Berechnung für T_0 statt Zimmertemperatur eine etwas höhere Temperatur angenommen wird, da auch zu erwarten ist, daß das Gestein, etwa durch Lagerung in größeren Tiefen, zeitweilig höheren Temperaturen ausgesetzt war.

Wegen der häufigen Feldumkehr kann die viskose remanente Magnetisierung in nur relativ kurzen Zeiträumen von der Größenordnung 1 my aufgebaut werden. Dagegen nimmt durch

Tabelle 10: Vergleich von experimentell bestimmten mit nach Gleichung 20 berechneten Entmagnetisierungs-temperaturen.

Probe	$T_c (^{\circ}\text{C})$	$T_{\text{ent}}^{\text{exp}} (^{\circ}\text{C})$	$T_{\text{ent}}^{\text{th}} (^{\circ}\text{C})$ ($\tau_o = 10^{-8} \text{ s}$)	$T_{\text{ent}}^{\text{th}} (^{\circ}\text{C})$ ($\tau_o = 10^{-13} \text{ s}$)
Eifel				
MU 6/1	560	265	215	162
KO 1/2	400	150	160	152
RA 6/1	560	245	230	160
Schweden				
G 13	220	100	105	95
Nahe				
H 1/1/1	480	240	200	150
KI 1	550	340	230	165
LA 10	550	340	210	165
TR 1/2	550	380	260	180
WI 4/3	550	150	130	105

thermische Aktivierung die Intensität der fossilen Thermoremanenz von dem Zeitpunkt an ab, an dem die Richtung des Erdmagnetfeldes sich am Probenort etwa durch Feldumkehr oder Kontinentalverschiebung ändert. Für den Abklingprozeß der fossilen Thermoremanenz müssen Zeiten bis zu 4 Milliarden Jahren (etwa das Alter der ältesten terrestrischen Gesteine) diskutiert werden. Es liegt nun nahe, mit Hilfe der Gleichung 20 von 1 my auf 4 000 my zu extrapolieren und den Temperaturbereich zu berechnen, in dem die Blockungstemperaturen der magnetischen Bereiche liegen, deren Relaxationszeit größer als 4 Milliarden Jahre ist. Aus der Tabelle 10 geht hervor, daß die experimentell bestimmte maximale Entmagnetisierungstemperatur für Gesteine mit einem Curie-Punkt von 550°C - 560°C $T_{\text{ent}} = 380^{\circ}\text{C}$ beträgt. Für die Extrapolation wurden in

Gleichung 20 folgende Zahlen eingesetzt: $T_o = 652^{\circ}\text{K}$ (380°C)
 $\tau_r = 12.6 \cdot 10^{16} \text{ s}$ (4 Milliarden Jahre), $\tau_{\text{ent}} = 3.15 \cdot 10^{13} \text{ s}$
(1 my), $\tau_o = 10^{-8} \text{ s}$. Vorausgesetzt wurde wieder reine
Formanisotropie. Die Temperaturabhängigkeit der spontanen
Magnetisierung wurde der $I_s(T)$ -Kurve eines Gesteins mit
einem Curie-Punkt von 560°C entnommen. Mit diesen Daten
berechnet sich die Entmagnetisierungstemperatur zu
 $T_{\text{ent}} = 400^{\circ}\text{C}$. Daraus folgt: Es ist zu erwarten, daß Teil-
chen aus nahezu reinem Magnetit ($T_c = 560^{\circ}\text{C}$) mit Blockungs-
temperaturen höher als 400°C Relaxationszeiten von mehr als
4 Milliarden Jahren und eine über diesen Zeitraum stabile
Thermoremanenz besitzen. Eine ähnliche Rechnung für den
schwedischen Basalt von Göbnehall (G 13, Tabelle 10) läßt
erwarten, daß magnetische Bereiche aus einer Titanomagnetit-
Phase mit niedrigem Curie-Punkt ($T_c = 220^{\circ}\text{C}$) mit Blockungs-
temperaturen von bereits 115°C und höher eine über 4 Mili-
arden Jahre stabile Thermoremanenz besitzen.

Bei Paläointensitätsmessungen an verschiedenen präkambri-
schen Gesteinen wurden auch stabile Magnetisierungen hoher
Intensität gefunden. McELHINNY und EVANS (1968) haben an
Proben des Modipe Gabbro von Botswana (Südafrika), dessen
Alter auf 2700 my datiert wurde, Paläointensitäten der
1.5-fachen Intensität des heutigen Feldes bestimmen können.
Träger der Magnetisierung ist feinkörniger Magnetit mit
Blockungstemperaturen um 500°C . Untersuchungen von SCHWARZ

und SYMONS (1970) an felsischen Noriten des Sudbury Komplexes, dessen Alter zu 1700 my bestimmt worden ist, ergaben Intensitätswerte von 44% der des heutigen Feldes. Auch hier ist nahezu reiner Magnetit mit Blockungstemperaturen von 420° - 540°C Träger der Magnetisierung.

11. Überblick über die Variation der Paläointensität des Erdmagnetfeldes für verschiedene geologische Zeiten

Die erreichbaren, in der Literatur veröffentlichten Paläointensitätswerte des erdmagnetischen Feldes für die vergangenen 2700 my sind in der Abb. 40 zusammengestellt, die von den im Anhang zusammengestellten Arbeiten entnommen worden sind. Paläointensitätswerte, die nach der in Kapitel 4.1. beschriebenen Variante der Methode THELLIER (zweifaches stufenweises Aufheizen) gewonnen wurden, sind in der Abb. 40 durch ausgefüllte Kreise hervorgehoben, da nach den Ergebnissen dieser Arbeit von dieser Methode die zuverlässigsten Paläointensitätswerte zu erwarten sind. Die nach dieser Methode gewonnenen Paläointensitätswerte liegen in Abb. 40 deutlich oberhalb der mit anderen Methoden gewonnenen Werten. Dieser Unterschied kann dadurch erklärt werden, daß bei anderen Methoden (Methode VAN ZIJL ; CARMICHAEL; Methode THELLIER: andere Variante) die natürliche Remanenz mit einer künstlichen Thermoremanenz verglichen wird, die durch Aufheizen auf eine Temperatur oberhalb des Curie-Punktes erworben wird (meist etwa 620° - 650° C). Bei den meisten Eruptiva ist nach dem Aufheizen eine

Zunahme der pro Oe erwerbbaren Thermoremanenz zu beobachten, so daß die nach Gleichung 1 berechnete Paläointensität zu klein ausfällt. In Tabelle 11 sind daher für verschiedene Epochen, deren Wahl unter anderem auch durch das Datenangebot bedingt ist, das mittlere virtuelle geomagnetische Dipolmoment berechnet worden, wobei nur Messungen mit der Methode THELLIER berücksichtigt worden sind. Insbesondere steht das für den Zeitraum von 180-300my berechnete virtuelle Dipolmoment (1.2-fache des heutigen Dipolmomentes) im deutlichen Widerspruch zu der Auffassung von BRIDEN (1966), SMITH (1967) CARMICHAEL (1968) und McELHINNY (1973), nach der das virtuelle

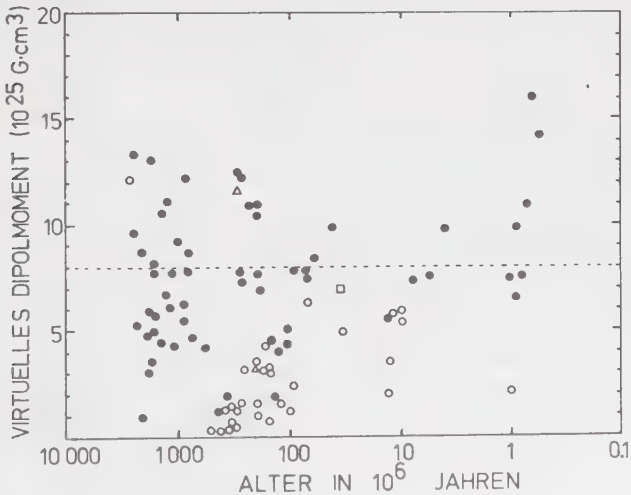


Abb.40 :Zusammenstellung der in der Literatur veröffentlichten Paläointensitätswerte, aufgeschlüsselt nach der angewendeten Methode . Ausgefüllte Kreise: Methode THELLIER, offene Kreise: Methoden, die einen Vergleich der natürlichen mit der künstlichen Thermoremanenz erst nach Aufheizen über den Curie-Punkt ermöglichen, offenes Quadrat: Methode WILSON, offenes Dreieck: Methode der DRM. Gestrichelte Gerade: heutiges geomagnetisches Dipolmoment ($VDM_0 = 8.06 \cdot 10^{25} \text{ G} \cdot \text{cm}^3$).

Dipolmoment vor etwa 500 my nur eine Größe von etwa 10 % des heutigen Wertes besessen und seitdem kontinuierlich zugenommen haben soll. Allerdings konnten sich die Autoren auf weniger Daten stützen, die mit weniger zuverlässigen Methoden als der von THELLIER gewonnen wurden. Die Zusammenstellung der Daten in Tabelle 11 bietet Grund zur Annahme, daß das virtuelle geomagnetische Dipolmoment während der letzten 2500 my etwa die gleiche Größe wie heute besessen hat. Inwieweit das Minimum in der Zeit von 120-140 my reell ist, muß erst durch weitere Messungen entschieden werden.

Tabelle 11: Paläointensitätswerte nach der Methode THELLIER

1	2	3	4	5	6
Epoche	Alter my	N	VDM (10^{25}Gcm^3)	VDM	Autor
postglazial	-0.01	11	8.5	2.1	KONO 1972
Brunhes	0.01-0.7	16	13.2	4.6	KONO 1971
Pleistozän	0.7 -2.5	28	8.1	3.7	KONO 1971
Pliozän	2.5-10	34	8.8	2.9	KONO 1971
Unt.Tert./ ob.Kreide	40-92	5	8.3	0.9	KONO 1971, OZIMA et al. 1968, WEAIVING 1960
Unt.Kreide/ ob.Jura	120-140	4	3.7	1.1	SCHWARZ et al. 1969, diese Arbeit
Trias/Perm/ ob.Karbon	180-300	9	9.6	2.1	BOL'SHAKOV 1973, KRS 1967a, SCHWARZ et al. 1969, diese Arbeit
Präkambisch	600- 2500	29	7.0	2.9	KOBAYASHI 1968, SCHWARZ et al. 1968, 1969, 1970

3. Anzahl der Daten 4. Virtuelles geomagnetisches Dipolmoment 5. Mittlere Abweichung

12. Zusammenfassung

Es wurde die Intensität des Erdmagnetfeldes (im folgenden kurz als Intensität oder Paläointensität bezeichnet) mit vier verschiedenen Methoden ermittelt, die die natürliche remanente Magnetisierung magmatischer Gesteine verwenden. Das Ziel der Untersuchung war, durch Vergleich der Ergebnisse von Messungen an verschiedenen rezenten Laven die beste Methode und die geeignetsten Probenotypen zu finden. Folgende in der Literatur beschriebenen Methoden sind verwendet und teilweise verfeinert worden: die Methode THELLIER, die Methode VAN ZIJL die Methode WILSON und die Methode der ARM. Für den Vergleich der Methoden wurden Proben von drei Laven des Ätna, einer Lava von Ischia und zweier Laven in Island untersucht, für die die Intensität des erdmagnetischen Feldes zur Zeit ihrer Förderung bekannt ist. Diese Proben wurden so ausgewählt, daß der Grad der Hochtemperatur-Oxydation zwischen I und V nach der Klassifikation von WILSON und HAGGERTY (1966) variierte, weil ein enger Zusammenhang zwischen der Eignung der Proben für Intensitätsmessungen und dem Grad der Hochtemperatur-Oxydation vermutet wurde. Der Grad der Hochtemperatur-Oxydation wurde mit Hilfe erzmikroskopischer Untersuchungen der Probenanschliffe und der Messung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung als Funktion der Temperatur festgelegt. Die Messungen an rezenten Laven zeigen: Die dominierende Fehlerquelle bei der Intensitätsbestimmung besteht in den physikalisch-chemisch-mineralogischen Änderungen der ferrimagne-

tischen Mineralien während des bei allen Methoden notwendigen Aufheizens. Diese Änderungen sind von dem Grad der Hochtemperatur-Oxydation abhängig. Durch einen Vergleich verschiedener magnetischer Größen, die an den natürlichen und thermisch behandelten Proben gemessen wurden, konnte gezeigt werden, daß eine Einteilung in drei Gruppen sinnvoll ist, deren Abgrenzung aber nur unscharf ist:

- a. Basalte mit homogenen, stöchiometrischen Titanomagnetiten (Oxydationsklasse I): die thermisch behandelten Proben (Aufheiztemperatur etwa 320°C , Luft) besitzen die gleiche pro Oe erwerbbare TRM bzw. ARM sowie die gleiche Sättigungsremanenz wie die natürlichen Proben, jedoch hat die Anfangs-Suszeptibilität leicht zugenommen. Aufheiz- und Abkühlast der $I_s(T)$ -Kurve sind bei Aufheiztemperaturen bis 320°C identisch (reversible $I_s(T)$ -Kurve). Bei Aufheiztemperaturen höher als etwa 320°C nehmen die spezifische Sättigungsmagnetisierung, die pro Oe erwerbbare TRM und ARM sowie die Anfangs-Suszeptibilität zu.
- b. Basalte mit niedrigem Grad der Hochtemperatur-Oxydation (Oxydationsklasse I/II bis III): Bei den thermisch behandelten Proben (Aufheiz-Temperatur etwa 600°C , Luft) haben die pro Oe erwerbbare TRM und ARM sowie die Sättigungsremanenz zugenommen, die Anfangs-Suszeptibilität dagegen abgenommen. Die Fläche der Hystereseschleifen hat sich vergrößert. Die $I_s(T)$ -Kurve, die meist auf zwei Titanomagnetit-Phasen hinweist, ist irreversibel.

c. Basalte mit hohem Grad der Hochtemperatur-Oxydation (Oxydationsklasse III/IV bis V): Die natürlichen und thermisch behandelten Proben (Aufheiz-Temperatur etwa 600°C , Luft) besitzen gleiche pro Oe erwerbbare TRM und ARM sowie gleiche Anfangs-Suszeptibilität und Hystereseschleife. Die $I_s(T)$ -Kurve, die nur eine Titanomagnetit-Phase mit einem hohen Curie-Punkt von $550^{\circ} - 560^{\circ}\text{C}$ zeigt, kann jedoch leicht irreversibel sein.

Als uneingeschränkt geeignet für alle Methoden erwiesen sich nur die hochoxydierten Proben der Oxydationsklasse III/IV - V. Da wie etwa bei der Ätna-Lava aus dem Jahre 1886 Proben mit verschiedenen Oxydationsklasse zu finden sind, sollten die Proben aus verschiedenen Partien einer Lava entnommen werden. Aus dem Vergleich der Methode folgt: Allein die Methode THELLIER liefert für alle Basaltproben, unabhängig von ihrem Grad der Hochtemperatur-Oxydation, zuverlässige Intensitätswerte. Denn es werden in einem breiten unteren Temperatur-Bereich Informationen über die Paläointensität gewonnen, bevor bei höheren Temperaturen etwa zwischen 320°C und 480°C irreversible Änderungen einsetzen können, die eine zu geringe Paläointensität vortäuschen. Mit der Methode WILSON konnten zuverlässige Intensitätswerte für Basalte mit homogenen, stöchiometrischen und mit hochoxydierten Titanomagnetiten gewonnen werden. Dagegen ist diese Methode nur mit Vorbehalt für Proben mit schwach oxydierten Titanomagnetiten geeignet. Bei beiden Methoden der thermischen Entmagnetisierung können mögliche irreversible Änderungen im Verhalten der Thermoremanenz

während des Aufheizens ohne zusätzliche gesteinsmagnetische Messungen erkannt werden.

Die Methode VAN ZIJL ist zuverlässig allein in Verbindung mit Kontrollmessungen der Sättigungsremanenz bzw. der anhysteretischen Remanenz vor und nach dem Aufheizen, mit denen irreversible Änderungen aufgedeckt werden. Mit Basalten mit hochoxydierten Titanomagnetiten konnten mit dieser Methode zuverlässige Ergebnisse gewonnen werden, während mit Basalten mit schwach oxydierten Titanomagnetiten schlechte Ergebnisse, und zwar zu geringe Intensitätswerte gemessen wurden. Diese schlechten Ergebnisse konnten allerdings durch den in dieser Arbeit modifizierten Korrekturfaktor von CARMICHAEL verbessert werden. Problematisch bleibt die Anwendung der Methode auf Laven der Oxydationsklasse I. Bei der in dieser Arbeit verwendeten Methode der ARM wird der sonst nur theoretisch berechnete Faktor f , das Verhältnis der im gleichen Feld erzeugten TRM und ARM, experimentell bestimmt, wodurch allerdings das Aufheizen der Probe notwendig wird. Die irreversiblen Änderungen werden durch einen Vergleich der Entmagnetisierungskurven der ARM vor und nach dem Aufheizen festgestellt.

An 14 datierten postglazialen isländischen Laven, deren Alter zwischen 190 und 10 500 Jahren beträgt, wurden nach der Methode THELLIER mit je zwei Proben einer Lava Intensitäten gemessen. Da diese Laven keine nennenswerten Anteile einer viskosen remanenten Magnetisierung besitzen und nur vereinzelt

Anzeichen einer geringen hydrothermalen Umwandlung tragen, können sie in ihrer Problematik zu den rezenten Laven gerechnet werden.

Anschließend wurden Paläointensitäten an Proben von vier mesozoischen Basaltvorkommen aus Südschweden und von zehn Vorkommen permischer Eruptivgesteine aus dem Nahe-Gebiet mit den drei Methoden THELLIER, VAN ZIJL und der ARM gemessen. Die Methode THELLIER erwies sich als die überlegene. Es zeigte sich, daß die Überlagerung sekundärer Magnetisierungen (VRM) kein Problem für Intensitätsmessungen darstellt. Die VRM konnte bei den permischen Gesteinen ($T_c = 480^\circ - 560^\circ\text{C}$) mit Temperaturen von maximal 380°C thermisch entmagnetisiert werden, bei den schwedischen Basalten ($T_c = 220^\circ\text{C}$) mit Temperaturen von 100°C . Dagegen verändert die hydrothermale Umwandlung stark den Charakter der ursprünglichen, fossilen Thermoremanenz. Proben, die eine Tieftemperatur-Oxydation besitzen, wurden mit Hilfe sorgfältiger erzmikroskopischer Untersuchungen und aufgrund ihrer $I_s(T)$ -Kurve erkannt und für Intensitätsmessungen ausgeschlossen. Die drei für geeignet befundenen mesozoischen Vorkommen (Alter zwischen 120 und 163 my) lieferten für das virtuelle geomagnetische Dipolmoment Werte zwischen 4.0 und $4.9 \cdot 10^{25} \text{ G} \cdot \text{cm}^3$, vier permische Vorkommen Werte zwischen 6.2 und $9.1 \cdot 10^{25} \text{ G} \cdot \text{cm}^3$.

Ausgehend von den Erkenntnissen dieser Arbeit, daß die Methode THELLIER zuverlässige Werte, andere Methoden dagegen, ins-

besondere die Methode VAN ZIJL, meist zu kleine Werte für die Paläointensität liefert, wurden die in der Literatur veröffentlichten Ergebnisse - aufgeschlüsselt nach der angewendeten Methode - zusammengestellt. Die Ergebnisse, die nach der Methode THELLIER gewonnen wurden, lassen den Schluß zu, daß das virtuelle geomagnetische Dipolmoment entgegen der bisherigen Vorstellung wahrscheinlich während der letzten 2 500 my etwa die gleiche Größe wie heute besessen hat, insbesondere auch in dem Zeitraum von 180 bis 300 my.

Literaturverzeichnis:

- ABRANSON, C.E.: A discussion of the alternating field method and new paleointensity measurements of the Miocene geomagnetic field in Oregon. Pure appl. Geophys. 82, 189-221, 1970
- ADE-HALL, J.M., M.A.KHAN, P.DAGLEY und R.L.WILSON: A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single Tertiary lava flow from Skye, Scotland - I, II. Geophys.J.R.astr.Soc. 16, 375-399, 1968
- ADE-HALL, J.M., H.C.PALMER und T.P.HUBBARD: The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. Geophys.J.astr.Soc. 24, 137-174, 1971
- ANDREEVA, O.L., V.V. BUKHA und G.N.PETROVA: Laboratory evaluation of magnetic stability of rocks of the Czech Massiv. Akad. Nauk. SSSR.Izv., Earth Phys.Ser., 54-64, 1965
- ANGENHEISTER, G.: Der gegenwärtige Stand der paläomagnetischen Forschung. Geol.Rundsch. 46, 87-99, 1957
- ANGENHEISTER, G., N.PETERSEN und CHR.SCHWEITZER: Bestimmung der Intensität des erdmagnetischen Feldes aus Messungen der thermoremanenten Magnetisierung von rezenten Laven des Ätna (Sizilien). Sitzungsber.Bayer.Akad.Wiss.Math.Nat.Klasse 3, 1971
- ANGENHEISTER, G. und H.SOFFEL: Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus. Studienhefte zur Physik des Erdkörpers, Heft 1 Gebrüder Borntraeger, Stuttgart, 1972
- ATHAVALA, R.N.: Intensity of the geomagnetic field in India over the past 4000 years. Nature 210, 1310-1312, 1966
- ATHAVALA, R.N.: Intensity of the geomagnetic field in prehistoric Egypt. Earth Planet.Sci.Lett. 6, 221-224, 1969
- BECKER, H. und H.P.Mohr: Vermessung des erdmagnetischen Feldes längs einiger Profile in Nord-Island, deren Auswertung und Interpretation. Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1971

- BLEIL, U.: Synthese von Mischkristallen der Titanomagnetit-Reihe und Untersuchungen ihrer für Probleme des Gesteins- und Paläomagnetismus wichtige Kenngrößen. Dissertation Universität München, 1973
- BOCK, G.: Paläomagnetische Untersuchungen an Basalten und Phonolithen der Rhön. Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1971
- BOL'SHAKOV, A.S. und G.M.SOLODOVNIKOV: Intensity of the geomagnetic field in the Triassic based on a study of the magnetic properties of a heated contact. *Phys.Solid Earth* 2, 315-319, 1973
- BRIDEN, J.C.: Variation of intensity of the paleomagnetic field through geological time. *Nature* 212, 246-247, 1966 a
- BRIDEN, J.C.: Estimates of direction and intensity of the paleomagnetic field from the Mugga porphyry, Australia. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 11, 267-278, 1966 b
- BRUCKSHAW, J.M. und S.A.VINCENZ: The permanent magnetism of the Mull lavas. *Mon.Not.R.astr.Soc.geophys.sup.* 6, 579-589, 1954
- BYRNJÖLFSSON, A.: Studies of remanent magnetism and viscous magnetism in the basalts of Iceland. *Adv.Physics* 6, 247-254 1957
- BUCHA, V.: Archaeomagnetic and paleomagnetic study of the magnetic field of the earth in the past 600 000 years. *Nature* 213, 1005-1007, 1967
- BUDDINGTON, H.F. und D.H.LINDSLEY: Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J.Petr.* 2, 310-357, 1964
- BYLUND, G.: Paleomagnetic study of Scanian dolerites and basalts. Thesis, Universität Lund, 1973
- CARMICHAEL, C.M.: An outline of the intensity of the paleomagnetic field of the earth. *Earth Planet.Sci.Lett.* 3, 351-354, 1968

- CARMICHAEL, C.M.: A test of paleomagnetic intensity methods using recent lavas and implications for anomaly interpretation. J.Geophys. 40, 489-500, 1974
- CARMICHAEL, I.S.E. und J.NICHOLLS: Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. J.Geophys.Res. 72, 4665-4687, 1967
- CHAMALAUN, F.H.: Thermal demagnetization of red sediments. Thesis, Universität Durham, 1963
- CLEGG, J.A., M.ALMOND und P.H.S.STUBBS: The remanent magnetism of some sedimentary rocks in Britain. Phil.Mag.Ser.7, 45, 583-598, 1954
- COE, R.S.: The determination of paleointensities of the earth's magnetic field with emphasis of mechanisms which could cause non-ideal behaviour in Thellier's method. J.Geomagn.Geolectr. 19, 157-179, 1967 a
- COE, R.S.: Paleo-intensities of the earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. J.Geophys.Res. 72, 3247-3262, 1967 b
- COE, R.S. und C.S.GROMME: Comparison of three paleomagnetic intensity methods. EOS (Am.Geophys.Union, Trans.) 53, 972, 1972
- CREER, K.: Vortrag auf der Tagung der IUGG, Rom, 1954
- CRISTOFOLINI, R.: Recent trends in the study of Etna. Phil.Trans.R.Soc. A 274, 17-35, 1973
- DE MAGNEE, I. und A.E.M.NAIRN: La méthode paléomagnétique. Application au poudingue de Malmedy. Bull.Soc.belge Géol. 71, 551-565, 1963
- DOELL, R.R. und P.J.Smith: On the use of magnetic cleaning in paleointensity studies. J.Geomagn.Geolectr. 21, 579-594, 1969
- DOELL, R.R. und A.COX: Paleomagnetism of Hawaiian lava flows. J.Geophys.Res. 70, 3377-3405, 1965

- EDWARDS, J.: Reversals of natural remanent magnetization within the iron grit of Sussex. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 2, 389-397, 1965
- FANSELAU, G.: Die Erzeugung von homogenen Magnetfeldern durch Rechteckströme. *Abhandlungen des geomagn. Inst. und Observatoriums Potsdam-Niemegk, Akademie-Verlag, Berlin*, 1956
- FOLGHERAITER, G.: Sur les variations séculaires de l'inclinaison magnétique dans l'antiquité. *J.Phys.* 8, 660-667, 1899
- FUDALI, R.F.: Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. *Geochim.Cosmochim.Acta* 29, 1063-1075, 1965
- GAUSS, C.F. und W.WEBER: Resultate aus den Beobachtungen des magnetischen Vereins im Jahre 1836...1841, 6 Hefte, Göttingen und Leipzig.
- GILLINGHAM, D.W. und F.D.STACEY: Anhysteretic remanent magnetization (ARM) in magnetic grains. *Pure Appl.Geophys.* 8, 160-165, 1971
- HAGGERTY, S.E.: Farbtafel in : *Understanding the earth*. S.201. Artemis Press, Sussex, 1971
- HARGRAVES, R.B. und A.G.FISCHER: Remanent magnetism in Jurassic red limestones and radiolarites from the Alps. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 2, 34-41, 1959
- HATHERTON, T.: The permanent magnetization of horizontal volcanic sheets. *J.Geophys.Res.* 59, 223-232, 1954
- IRVING, E.: Paleomagnetic pole position: A survey and analysis. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 2, 51-79, 1959
- JOHSON, E.A., T.MURPHY und O.W.TORRESON: Prehistory of the earth's magnetic field. *Terr.Magn.Atmos.Elect.* 53, 349-372 1948
- KLINGSPOR, I.: A preliminary report on the dating by the K/Ar method of a basalt neck at Göbnehall, southern Sweden. *Geoliska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 95, 287-289, 1973

- KHRAMOV, A.N.: The earth's magnetic field in the late paleozoic. Akad.Nauk.SSSR.Phys.Solid Earth 1, 50-63, 1967
- KINOSHITA, H.: Lists of archeomagnetic and paleomagnetic results. J.Geomagn.Geolectr. 22, 507-550, 1970
- KITAZAWA, K.: Intensity of the geomagnetic field in Japan for the past 10 000 years. J.Geophys.Res. 75, 7403-7411, 1970
- KNELLER, E.: Ferromagnetismus. Springer-Verlag, Berlin, 1962
- KOBAYASHI, K.: Paleomagnetic determination of the intensity of the geomagnetic field in the Precambrian period. Phys. Earth Planet Interior 1, 387-395, 1968
- KOENIGSBERGER, J.: Magnetische Eigenschaften der ferromagnetischen Mineralien in den Gesteinen. Beiträge zur Angew. Geophys. 4, 385-394, 1934
- KOENIGSBERGER, J.: Die Abhängigkeit der natürlichen remanenten Magnetisierung bei Eruptivgesteinen von deren Alter und Zusammensetzung. Beiträge zur Angew.Geophys. 5, 193-246, 1936
- KOENIGSBERGER, J.: Natural residual magnetism of eruptive rocks Part I. Terr.Magn.Atmos.Elect. 43, 119-130, 1938
- KOENIGSBERGER, J.: Natural residual magnetism of eruptive rocks Part II. Terr.Magn.Atmos.Elect. 43, 299-320, 1938
- KONO, M.: Paleomagnetism of Pleistocene Usami volcano, Izu peninsula, Japan. Intensity of the earth's magnetic field in geological time, II. J.Geomagn.Geolectr. 20, 353-366, 1968
- KONO, M.: Intensity of the earth's magnetic field in Pliocene and Pleistocene. Thesis, Universität Tokyo, 1970
- KONO, M.: Intensity of the earth's magnetic field in geological time III. Pleistocene and Pliocene data from Japanese volcanic rocks. J.Geomagn.Geolectr. 23, 1-9, 1971 a
- KONO, M.: Intensity of the earth's magnetic field during the Pliocene and Pleistocene in relation to the amplitude of mid-oceanic-ridge magnetic anomalies. Earth Planet.Sci. Lett. 11, 10-17, 1971 b

- KONO, M.: Mathematical models of the earth's magnetic field.
Phys. Earth Planet. Interiors 5, 140-150, 1972
- KONO, M.: Intensities of the earth's magnetic field about
60 my ago determined from the Deccan trap basalts, India.
J. Geophys. Res. 79, 1135-1141, 1974
- KONO, M. und T. NAGATA: Intensity of the earth's magnetic field
in geological time. I. Late Pliocene in SW USA.
J. Geomagn. Geoelectr. 20, 211-220, 1968
- KROPACEK, V.: Kinetics of oxidation processes in titanomagne-
tites. J. Geophys. 40, 329-340, 1974
- KRS, M.: On the intensity of the geomagnetic field in the
Permo-Carboniferous derived from the thermoremanence of
cassiterite. Studia Geophys. Geodaet. 11, 48-58, 1967 a
- KRS, M.: Intensity of the earth's magnetic field in the geolo-
gical past. Nature 215, 697-699, 1967 b
- KRS, M.: Geomagnetic field intensity during the Plio-Pleistocene
derived from the thermoremanence of porcellanites and paleo-
slags (Czechoslovakia). Pure Appl. Geophys. 69, 158-167, 1968
- KRUSIEK, K., J. NAGEL und A. E. M. NAIRN: Record of paleomagnetic
measurements from the Isfjorden region, Spitsbergen. Norsk
Polarinstitut Arbok, 76-83, 1968
- LARSON, E., D. WATSON und W. JENNINGS: Regional comparison of a
Miocene geomagnetic transition in Oregon and Nevada. Earth
Planet. Sci. Lett. 11, 391-400, 1971
- LAWLEY, E. A.: The intensity of the geomagnetic field in Iceland
Earth Planet. Sci. Lett. 10, 145-149, 1970
- LORENZ, V.: Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter be-
sonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Überschie-
bungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Ge-
biet, SW-Deutschland). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 142, 139-164,
1973
- MANLEY, H.: Rock-magnetism as a temperature indicator.
J. Geomagn. Geoelectr. 6, 47, 1954

- MARKERT, H. und F. HELLER: Determination of paleointensities of the geomagnetic field from anhysteretic remanent magnetization measurements. Phys.stat.sol.(a) 14, K47-K50, 1972
- McELHINNY, M.W.: Paleomagnetism and plate tectonics. University press, Cambridge, 1973
- McELHINNY, M.W. und M.E. EVANS: An investigation on the strength of the geomagnetic field in the Early Precambrian. Phys. Earth Planet. Interiors 1, 485-497, 1968
- MOMOSE, K.: Studies on the variation of the earth's magnetic field during Pliocene time. Bull. Earthq. Res. Inst. 41, 487-534, 1963
- NAGATA, T.: The natural remanent magnetization of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena. Bull. Earthq. 21, 1, 1943
- NAGATA, T.: Reverse thermo-remanent magnetism. Nature 169, 704 1951
- NAGATA, T.: Rock magnetism. Maruzen Comp., Tokyo, 1961
- NAGATA, T., K. KOBAYASHI und E.J. SCHWARZ: Archeomagnetic intensity studies of South and Central America. J. Geomagn. Geoelectr. 17, 399-405, 1965
- NAIRN, A.M.E.: Paleomagnetic results from Europe. J. Geol. 68, 285-306, 1960
- NEEL, L.: Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. Ann. Géophys. 5, 99-136, 1949
- NIJENHUIS, G.H.W.: A paleomagnetic study of the Permian volcanics in the Nahe region (SW-Germany). Geol. en Mijnbouw 40, 26-38, 1961
- ORLIAC, J. und K. SCHÄFER: Das Rubidium-Strontium-Alter unterpermischer Rhyolithe des Saar-Nahe-Gebiets. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1969, 246-252, 1969

- OZIMA, M., M. OZIMA und I. KANEOKA: Potassium-argon ages and magnetic properties of some dredged submarine basalts and their geophysical implications. *J. Geophys. Res.* 73, 711-723, 1968
- PATTON, B. J. und J. L. FITCH: Anhysteretic remanent magnetization in small steady fields. *J. Geophys. Res.* 67, 301-311, 1962
- PETERSEN, N.: Untersuchungen magnetischer Eigenschaften von Titanomagnetiten im Basalt des Rauhen Kulm in Verbindung mit mikroskopischen und elektronenmikroskopischer Beobachtung. Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1961
- PETERSEN, N.: Beobachtung einiger mineralogischer und magnetischer Eigenschaften dreier Basaltproben nach unterschiedlicher thermischer Behandlung. Dissertation, Universität München, 1965
- PETERSEN, N.: Notes on magnetic properties of basalts. Im Druck in *Pure appl. Geophys.*, 1975
- PICHLER, H.: Italienische Vulkan-Gebiete II. Sammlung geologischer Führer 52. Gebr. Bornträger, Stuttgart, 1970
- PREVOT, M. und N. D. WATKINS: Essai de détermination de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours d'un renversement de polarité. *Ann. Géophys.* 25, 351-369, 1969
- PRINTZLAU, I. und O. LARSON: K/Ar age determinations on alkaline olivine basalts from Skåne, southern Sweden. *Geoliska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 94, 259-269, 1972
- RAMDOHR, P.: Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag, Berlin, 1955
- RITTMANN, A.: Vulkanismus und Tektonik des Ätna. *Geol. Rundsch.* 53, 788-799, 1963
- ROCHE, A.: *C. R. Acad. Sci.* 244, 29-52, 1957

- SANVER,M.: A paleomagnetic study of Quaternary volcanic rocks from Turkey. Phys.Earth Planet.Interiors 1, 403-421, 1968
- SASAJIMA,S. und K.MAENAKA: Variation of the geomagnetic field intensity since the Late Miocene. J.Geophys.Res. 74, 1037-1044, 1969
- SCHMUCKER,U.: Gesteinsmagnetische Untersuchungen und Experimente am Basalt des Steinberges/Barlissen. Dissertation, Göttingen, 1956
- SCHMUCKER,U.: Gesteinsmagnetische Untersuchungen an permischen Nahe-Eruptiva. Geol.Rundsch. 48, 184-195, 1959
- SCHMUCKER,U.: Die Erforschung der remanenten Magnetisierung von Gesteinen bis zu den Arbeiten von J.G.Koenigsberger. Beiträge zur Geschichte der Geophysik. Springer-Verlag, Berlin, 1974
- SCHWARZ,E.J.: A discussion of thermal and alternating field demagnetization methods in the estimation of paleomagnetic field intensities. J.Geomagn.Geolectr. 21, 669-677, 1969
- SCHWARZ,E.J. und D.T.A.SYMONS: On the intensity of the paleomagnetic field between 100 million and 2500 million years ago. Phys.Earth Planet.Interiors 1, 122-128, 1968
- SCHWARZ,E.J. und D.T.A.SYMONS: Geomagnetic intensity between 100 million and 2500 million years ago. Phys.Earth Planet. Interiors 2, 11-18, 1969
- SCHWARZ,E.J. und D.T.A.SYMONS: Paleomagnetic field intensity during cooling of the Sudbury irruptive 1700 million years ago. J.Geophys.Res. 75, 6631-6640, 1970
- SCHWEITZER,C.: Messungen von systematischen Änderungen verschiedener magnetischer Parameter innerhalb einer Basaltlage aus dem Vogelsberg und deren Deutung mit Hilfe erzmikroskopischer Beobachtungen. Diplomarbeit am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München, 1969

- SHAW, J.: A new method of determining the magnitude of the paleomagnetic field. Application to five historic lavas and five archeological samples. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 39, 133-144, 1974
- SMITH, P.J.: The intensity of the ancient geomagnetic field. A review and analysis. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 12, 321-362, 1967 a
- SMITH, P.J.: Intensity of the earth's magnetic field in the geological past. *Nature* 216, 989-990, 1967 b
- SMITH, P.J.: On the suitability of igneous rocks for ancient geomagnetic field intensity determination. *Earth Planet. Sci.Lett.* 2, 99-105, 1967 c
- SMITH, P.J.: The intensity of the Tertiary geomagnetic field. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 12, 239-258, 1967 d
- SMITH, P.J.: Ancient geomagnetic field intensities. Part I. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 13, 417-419, 1967 e
- SMITH, P.J.: Ancient geomagnetic field intensities. Part II. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 13, 483-486, 1967 f
- SMITH, P.J.: Ancient geomagnetic field intensities. Part III. *Geophys.J.R.astr.Soc.* 16, 457-460, 1968
- SOFFEL, H.: Untersuchungen der magnetischen Elementarbereichsstrukturen von natürlichem Magnetit. Dissertation, Universität München, 1964
- SOFFEL, H.: Über die Möglichkeit von paläomagnetischen Messungen an Gesteinen des Präkambriums. *Geol.Rundsch.* 61, 16-33, 1972
- STACEY, F.D. und S.K.BANERJEE: The physical principles of rock magnetism. Elsevier Scientific Publishing Comp., Amsterdam, 1974
- SRANGWAY, D.W., B.E.McMAHON und E.E.LARSON: Magnetic paleointensity studies on a recent basalt from Flagstaff, Arizona. *J.Geophys.Res.* 73, 7031-7037, 1968

- SYMONS, D.T.A. und E.J. SCHWARZ: Paleointensity study of Late Miocene igneous rocks from British Columbia, Canada. Can.J.Earth Sci. 7, 176-181, 1970
- TANGUY, J.C.: Relations entre les structures pétrographiques de quelques laves de l'Etna et les conditions vulcanologiques de leur mise en place. Bull.volcanol. 32, 177-187, 1968
- TANGUY, J.C.: Intensité du champ magnétique terrestre retrouvée dans les laves récentes de l'Etna à partir d'une nouvelle méthode de paléointensité. Vortrag auf der Tagung der IUGG, Kyoto, 1973
- TANGUY, J.C. und J.P. POZZI: Etude archéomagnétique dans l'île d'Ischia (Italie): la direction d'aimantation des laves de l'Arso (éruption de 1301). C.R.Acad.Sci. 274, 352-354, 1972
- THELLIER, E.: Aimantations des terres cuites; application à la recherche de l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé. C.R.Acad.Sci. 204, 184-186, 1937 a
- THELLIER, E.: Sur l'aimantation dite permanente des basaltes. C.R.Acad.Sci. 204, 876-879, 1937 b
- THELLIER, E.: Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. Thèse, Paris, 1938
- THELLIER, E.: Sur les propriétés de l'aimantation thermorémanente des terres cuites. C.R.Acad.Sci. 213, 1019-1022, 1941
- THELLIER, E. und O. THELLIER: Sur l'intensité du champ magnétique terrestre, en France, trois siècles avant les premières mesures directes. Application au problème de la désaimantation du globe. C.R.Acad.Sci. 214, 382-384, 1942
- THELLIER, E. und O. THELLIER: Sur l'intensité du champ magnétique terrestre, en France, à l'époque gallo-romaine. C.R.Acad. Sci. 222, 905-907, 1946
- THELLIER, E. und O. THELLIER: Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. Ann. Géophys. 15, 285-376, 1959

- THORARINSSON, S.: Hekla and Katla. Iceland and mid-ocean ridges. Report of a symposium. Reykjavik, 1967
- THORARINSSON, S., S.STEINTHORSSON, TH.EINARSSON, H.KRISTMANNSDOTTIR und N.OSKARSSON: The eruption on Heimaey, Island. Nature 241, 372-375, 1973
- VAN ZIJL, I.S.V.: Thesis, Universität Witwatersrand, 1961
- VAN ZIJL, I.S.V., K.W.GRAHAM und A.L.HALES: The paleomagnetism of the Stormberg lavas: II. The behaviour of the magnetic field during a reversal. Geophys.J.R.astr.Soc. 7, 169-182, 1962
- WASHINGTON, H.S.: On some Ischian trachytes. Amer.J.Sci. 151, 375-385, 1896
- WASILEWSKI, P.J.: Thermomagnetic analysis: experimental factors. J.Geomagn.Geolectr. 21, 655-667, 1969
- WATKINS, N.D. und S.E.HAGGERTY: Primary oxydation variation and petrogenesis in a single lava. Contr.Mineral.Petr. 15, 251-271, 1967
- WEAVING, B.: Thesis, Universität London, 1960
- WILKINSON, J.F.G.: The petrography of basaltic rocks. Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Verlag John Wiley & Sons, New York, 1967
- WILSON, R.L.: Paleomagnetism in northern Ireland. Part I: The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks. Geophys.J.R.astr.Soc. 5, 45-58, 1961
- WILSON, R.L. und S.E.HAGGERTY.: Reversals of the earth's magnetic field. Endeavour 25, 104-109, 1966
- WILSON, R.L. und P.J.SMITH: The nature of secondary natural magnetization in some igneous and baked rocks. J.Geomagn.Geolectr. 20, 367-380, 1968
- ZIJDERVELD, J.D.A.: A.c. demagnetization of rocks: analysis of results. Aus: Methods in paleomagnetism. Elsevier Scientific Publishing Comp., Amsterdam, 1967

Bezeichnungen und Einheiten

In dieser Arbeit werden die magnetische Feldstärke noch in Oersted (Oe) und die Magnetisierung in Gauss (G bzw. 10^{-5} G) angegeben. Die Umrechnung auf die Einheiten des internationalen Systems (IAGA, Kyoto 1973) sind:

$$1 \text{ T} = 10^4 \text{ Oe}$$

$$1 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1} = 10^{-3} \text{ G}$$

D	Deklination der NRM und CARM	J_{rt}	künstliche Thermoremanenz
F_o	Totalintensität des erdmagnetischen Feldes am Probenort	J_{ra}	anhysteretische Remanenz
F	berechnete Paläointensität	J_{rs}	Sättigungsremanenz
H	Intensität des Laborfeldes für die Erzeugung der künstlichen Remanenz	k	Boltzmann-Konstante (Kap.10)
$\tilde{H}$	Spitzenfeldstärke bei Wechselfeld-Entmagnetisierung	k	Präzisionsparameter (Kap.8 und 9)
H_c	Koerzitivkraft eines magnetischen Bereiches (microcoercivity)	k_A	Anfangs-Suszeptibilität
I	Inklination der NRM und CARM	N	Entmagnetisierungsfaktor
I_s	spez. Sättigungsmagnetisierung (magnetisches Moment pro Gewicht)	T_B	Blockungstemperatur
J	Magnetisierung (magnet. Moment pro Volumen)	T_{ent}	minimale Entmagnetisierungstemperatur für die Beseitigung der viskosen Magnetisierung
J_r	remanente Magnetisierung	T_c	Curie-Temperatur
J_{rn}	natürliche Remanenz	v	Volumen eines Einbereichsteilchen

Index 'v' und 'n': Magnetische Eigenschaften vor (v) und nach (n) Erhitzung. In den Abbildungen der Meßergebnisse bedeuten ausgefüllte Symbole und Kreuze magnetische Größen vor Erhitzung (verbunden durch ausgezogene Linien), offene Symbole magnetische Größen nach Erhitzung (verbunden durch gestrichelte Linien).

Danksagungen

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München unter der Betreuung von Prof.Dr. H. Soffel angefertigt. Ihm danke ich für sein förderndes Interesse und wertvolle Hinweise.

Herrn Prof.Dr. G. Angenheister gilt mein Dank für sein reges Interesse und die kritische Durchsicht dieser Arbeit.

Mein Dank gilt ebenfalls Herrn Dr. N. Petersen, mit dem der ständige Gedankenaustausch den Gang der Arbeit förderte.

Herrn Dipl.Geophys. H.Becker danke ich insbesondere für die Hilfe bei der Probenentnahme.

Den anderen Kollegen der Arbeitsgruppe "Gesteinsmagnetismus", den Herren Dr. U.Bleil, Dr. J.Pohl, Dr. E.Schmidbauer und Dr.A.Schult, ferner auch Herrn Dipl.Geophys. H.Gebrande danke ich für freundschaftliche Diskussionen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die Bereitstellung der erforderlichen Mittel verbunden.

Anhang.

Ätna

Proben	geogr.Lage		Ortsbeschreibung
	Breite	Länge	
A,B	37° 44'	15° 00'	Proben von der im Jahre 1971 geförderten Lava. Probenort in der Nähe Fornazzo.
F	37° 44'	15° 06.5'	Probe von der 1950/51 geförderten Lava. Aufgelassener Steinbruch am Ortsende von Fornazzo an der Straße in Richtung Linguaglossa.
N	37° 37'	15° 01'	Proben von der 1886 geförderten Lava. Großer Steinbruch bei Nicolosi.

Chem. Zusammensetzung (Gew.%)

	1886	1950/51			1971	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48.83	46.69	47.88	47.75	47.56	46.90
Al ₂ O ₃	17.94	16.76	17.57	17.56	17.16	16.02
Fe ₂ O ₃	4.83	6.10	4.88	5.04	4.45	4.62
FeO	6.55	6.36	5.77	5.07	6.02	6.13
MnO	-	0.15	0.17	0.17	0.18	0.17
MgO	4.02	5.24	4.54	5.34	5.15	6.40
CaO	9.94	10.57	10.99	10.06	10.46	9.60
Na ₂ O	4.65	4.66	4.10	4.00	4.00	3.92
K ₂ O	1.27	1.51	1.65	1.66	1.68	1.73
TiO ₂	1.82	1.82	1.88	1.73	1.68	1.53
P ₂ O ₅	0.05	0.39	0.72	0.66	0.55	0.47
H ₂ O ⁺		0.03	0.59	-	0.33	
H ₂ O ⁻	0.11	n.d.	0.07	n.d.	0.10	0.00

1.G.PONTE-Atti.R.Acc.dei Lincei,ser.5.Vol.10,1911. 2.ROMANO und STURIALE, mündl.Mitteilung. 3. KLERKX, mündl. Mitteilung 4.Tanguy, mündl. Mitteilung.5. und 6.: TANGUY bzw. ROMANO und STURIALE in: Phil.Trans.R.Soc.Lond.A. 274, 1973.

II

Ischia

Arso-Lava aus dem Jahre 1301

Chem. Zusammensetzung (Gew.-%)

SiO ₂	56.75
Al ₂ O ₃	18.03
Fe ₂ O ₃	2.22
FeO	3.04
MnO	n.d.
MgO	2.02
CaO	4.68
Na ₂ O	4.85
K ₂ O	5.92
TiO ₂	1.24
P ₂ O ₅	0.34
Cl	0.11
H ₂ O	<u>0.18</u>

99.38 Analytiker: H.S.WASHINGTON (1896)

Island (postglaziale Laven)

Vork.	geogr.Lage		Ortsbeschreibung
	Breite (°N)	Länge (°W)	
AS I	66.0	16.5	Spalte und Verwerfung 2.5 km westlich von Asbyrgi, oberste Lage der Asbyrgi = letzte Lava des Storaviti (Theistareikjabunga)
AS II	66.0	16.5	Unter AS I liegende Lava
ASK	65.1	16.7	postglaziale Fladenlava in der Askja-Caldera auf dem Weg zum Viti (ca.1 km vor dem Viti)
BF	65.6	16.8	Burfellshraun, an der Straße etwa 1 km östlich des Námafjall
DF	65.8	16.4	postglaziale Lava am Zugang zum Dettifoss

III

Island (postglaziale Laven) (Fortsetzung)

Vork.	geogr.Lage		Ortsbeschreibung
	Breite (°N)	Länge (°E)	
GA I	66.0	16.6	Spalte etwa 700 m östlich von Höll an der Straße. Oberste. 'Flowunit' von Asbyrgi [?] letzte Lava des Stora- viti
GA II	66.0	16.6	unter GA II liegende Lava
GO	65.7	17.6	Godafooss-Lava. Aufschluß am Nebenarm ca. 2 km nordwestlich des Godafooss
HH I	64.0	21.3	Block-Fladenlava III, Hellisheidi, Aufschluß am Fluß als 1.5 m hohe Wand NE der Straße
HH II	64.0	21.3	Fladenlava, Hellisheidi IV
LA	63.8	18.5	Laki-Lava 1783, Aufschluß unter der neuen Brücke am östlichen Flußufer südlich Grasholt
LG	65.6	17.0	Ältere Laxà-Lava, Aufschluß am Sträß- chen südlich Gardur (Myvatn)
LW	65.8	17.3	jüngere Laxà-Lava, Aufschluß am Kraftwerk am Ausgang des Laxågully
LX	65.6	17.1	jüngere Laxà-Lava an der Straße westlich des Myvatn
ME	63.7	20.6	Medallandshraun, an der ersten Brück- ke von der Abzweigung auf dem Weg nach Medallandssandur
PJ	63.9	20.6	Thorsà-Lava, an der Thorsà-Brücke, Hauptstraße nach Vik, Lava auf Torf
TH	64.2	21.2	Thingvallahraun, an der östlichen Verwerfungslinie neben der Straße

IV

Mesozoische Basalte aus Schonen, Südschweden

Vork.	geogr.Lage		Ortsbeschreibung
	Breite (°N)	Länge (°E)	
B	56° 00'	13° 41'	400 m südlich von Bolmarehus, kleine mit Wald bestandene Basaltkuppe. Auf der südwestlich anschließenden Wiese bis zu 2 m hohe Basaltblöcke (Teile von Gängen !?)
C	56° 00'	13° 42'	Auf der östlichen Seite der Basaltkuppe Lönnebjär endet ein Feldweg an einer etwa 2 m hohen Basaltwand
D	56° 00'	13° 31'	500 m nordwestlich von Röan ist an der nordöstlichen Flanke des Basalthügels eine etwa 1 m hohe Wand aufgeschlossen
G	55° 58'	13° 41'	aufgelassener Steinbruch in einem vulkanischem Schlot bei Göbnehall

Permische Eruptivgesteine aus dem Nahe-Gebiet

AL	49° 31'	7° 27'	Großer Steinbruch bei Rammelsbach. Oberste Sohle. Kuselit.
D	49° 47'	7° 55'	Steinbruch Dengler bei Neubamberg. Oberste Sohle. Rhyolith.
GR	49° 39'	7° 34'	Großer Steinbruch östlich von Grumbach, unterste Sohle.
H	49° 37'	7° 51'	Steinbruch beim Hintersteinerhof östlich von Rockenhausen.
KI	49° 47'	7° 29'	Steinbruch am Ortsausgang Kirn in Richtung Bad Kreuznach. Melaphyr.

Permische Eruptivgesteine aus dem Nahe-Gebiet (Fortsetzung)

Vork.	geogr.Lage		Ortsbeschreibung
	Breite (°N)	Länge (°E)	
LA	49° 49'	7° 34'	Steinbruch bei Langenthal nördlich von Monzingen
LE	49° 47'	7° 46'	Aufgelassener Steinbruch am Lemberg westlich Feilhingert. Rhyodazit und Leuko-Rhyodazit.
NO	49° 49'	7° 49'	Straßenaufschluß östlich von Norheim direkt am östlichen Ausgang des Eisenbahntunnels. Palatinit.
TR	49° 49'	7° 50'	Kleiner aufgelassener Steinbruch an dem Weg von Traisen zum Fernsehurm. Rhyolith.
WI	49° 34'	7° 50'	Aufgelassener Steinbruch am Kahlhecker Köpfchen westlich von Winnweiler. Olivinbasalt.

Tabelle I zu Abb. 40.

Paläointensitätswerte

1. Herkunftsland der Proben, 2. Gesteinsbezeichnung, 3. Anzahl der untersuchten Proben, 4. Virtuelles Dipolmoment, 5. Untersuchungsmethoden: II-Methode THELLIER (Variante des zweifachen stufenweisen Aufheizens, Kap. 4.1.), III-Methode der Wechselfeld-Entmagnetisierung (VAN ZIJL), IIIa-Methode der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit Korrekturfaktor (CARMICHAEL), IV-Vergleich der thermisch entmagnetisierten NRM und TRM, wobei die TRM durch Aufheizen über den Curie-Punkt erzeugt wird, V-Methode der ARM VI-Methode der DRM. Erzeugung einer künstlichen Sedimentationsremanenz im Labor, 7. Kriterien für die Eignung der Proben und für die Zuverlässigkeit der Messungen: b-übereinstimmende berechnete Intensitätswerte für einen größeren Temperatur- bzw. Koerzitivkraft-Bereich, c-eineitliche Richtung, u-Änderung der spezifischen Sättigungs-Magnetisierung und Sättigungsremanenz weniger als etwa 10 %, Temperaturintervall so gewählt, daß VRM und CRM vermieden werden.

1	2	3	4	5	6	7	8
Land	Gestein	N	Alter my	VDM 10^{25} Gcm ³	Meth.	Krit.	Autor
Japan	Usami-Bas.	15	0.45- 0.66	14.2	II	bcu	KONO 1968
Japan	Usami-Bas.	11	0.71	10.9	II	bcu	KONO 1968
Japan	Hakone, Na- gaotoge-Lava	11	0.7	16.0	II	bcu	KONO 1971
Japan	Kuju-Vulk.	18	plei- stozän	9.9	II	bcu	SASAJIMA et al. 1969
USA	Basalt	8	1	6.5	II	bcu	COE 1967
CSSR	Porzel- lanit	51	1	7.4	II	b	KRS 1967
JEMEN	Aden-Vulk.	14	1	2.1	IV		BRIDEN 1967
USA	Basalt	17	3.6-4.6	9.8	II	bcu	KONO et al. 1968
Japan	Kuju-Vulk.	14	1-10	7.55	II	bcu	KONO 1970
Japan	Kita-Bas.	7	8	7.3	II	bcu	KONO 1971
Island	Basalt	29	10	5.34	III/ IV	bcu	SMITH 1967
Japan	magm. Gest.	37	10	5.95	IV	bu	MOMOSE 1963

Tabelle I zu Abb. 40 (Fortsetzung).

1	2	3	4	5	6	7	8
Land	Gestein	N	Alter my	VDM 10 ²⁵ Gcm ³	Meth.	Krit.	Autor
Island	Basalt	6	10-15	3.5	III	bcu	SYMONS et al. 1970
Kanada	Gabbro	5	10-15	5.7	III	bcu	"
Kanada	Plateau- Basalt	17	13	2.0	III	bcu	"
USA	Basalt, Laterit	9	10-15	4.96	III	bcu	ABRANSON 1970
Japan	Rhyolith	3	10-15	5.52	II	bcu	SASAJIMA et al. 1969
Schott- land	Basalt	18	33.9	4.94	IV	bcu	SMITH 1967 d
Irland	Basalt, Laterit	2	35	7.0	IV	bc	WILSON 1961
Pazifik	Ozean-Bas.	1	42	9.85	II	bcu	OZIMA et al. 1968
Indien	Trapp-Bas.	2	70	7.55	II		WEAVING 1960
Pazifik	Ozean-Bas.	2	72	7.8	II	bcu	OZIMA et al. 1968
Schweden	Basalt	2	79	5.1	II/III	bcu V	diese Arbeit
Pazifik	Ozean- Basalt	1	92	7.85	II	bcu	OZIMA et al. 1968
Austra- lien	Magmat. Gesteine		94	2.4	IV		BRIDEN 1966
"	"		100	1.24	IV		"
"	Vulkanit		120	1.57	IV		"
Schweden	Basalt	4	120	4.9	II/III	bcu V	diese Arbeit
"	"	3	125	4.0	II/III	bcu V	"
Kanada	Gabbro	2	126	4.0	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
Kanada	Diabas	1	138	1.92	II	bcu	"
			150	3.0	IIIa		CARMICHAEL 1968
			150	0.8	IIIa		"
Antarktis	Dolerit		162	3.1	IV		BRIDEN 1966
Schweden	Basalt	4	165	4.2	II/III	bcu V	diese Arbeit

VIII

Tabelle I zu Abb. 40 (Fortsetzung).

1	2	3	4	5	6	7	8
Land	Gestein	N	Alter my	VDM 10^{25} Gcm ³	Meth.	Krit.	Autor
Austalien	Granophyr		170	4.28	IV		BRIDEN 1966
Südafrika	Stormberg laven	68	172	3.12	III	u	VAN ZIJL et al. 1962
Kanada	Pyroxenit	1	186	6.9	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
Kanada	Diabas	1	197	10.4	II	bcu	"
Kanada	Andesit	1	202	10.9	II	bcu	"
England	Sandstein		200	3.24	VI		CLEGG et al. 1954
UdSSR	gebrannter Ton	20	200	7.7	II	bcu	BOL'SHAKOV et al. 1973
			200	3.5	IIIa		CARMICHAEL 1968
			200	1.6	IIIa		"
			200	1.0	IIIa		"
Kanada	Andesit	1	225	10.9	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
Australien	Andesit		260	3.15	IV		BRIDEN 1966
Deutschland	Nahe- Eruptiva	13	270	7.3	II/III V	bcu	diese Arbeit
CSSR	Cassiterit	8	270	12.2	II	bcu	KRS 1967a
			280	1.6	IIIa		CARMICHAEL 1968
Kanada	Dazit	2	285	7.75	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
Kanada	Dazit	1	300	12.5	II	bcu	"
UdSSR	Roter Ton	14	300	11.6	VI		KHRAMOV 1967
			310	0.8	IIIa		CARMICHAEL 1968
			340	0.7	IIIa		"
			350	1.4	IIIa		"
Austalien	Basalt		360	0.33	IV		BRIDEN 1966
Kanada	Diabas	1	366	1.92	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
			390	1.2	IIIa		CARMICHAEL 1968
Australien	Porphyry	4	410	2.25	II	b	BRIDEN 1966

Tabelle I zu Abb.40 (Fortsetzung).

1	2	3	4	5	6	7	8
Land	Gestein	N	Alter my	VDM 10 ²⁵ Gcm ³	Meth.	Krit.	Autor
			430	0.25	IIIa		CARMICHAEL 1968
Kanada	Diabas	1	434	1.2	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
Austra- lien			480	0.3	IIIa		CARMICHAEL 1968
Kanada	Lamprophyr	1	570	4.2	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
"	Diabas	1	751	4.65	II	bcu	"
"	Anorthosit	1	805	8.7	II	bcu	"
"	Diabas	1	817	7.8	II	bcu	"
"	Basalt	1	863	12.2	II	bcu	"
"	Diabas	1	899	5.45	II	bcu	"
"	Basalt	1	903	6.2	II	bcu	"
"	Diorit	1	1015	9.2	II	bcu	"
"	Gabbro	1	1095	4.2	II	bcu	"
"	Gabbro	1	1155	7.75	II	bc	KOBAYASHI 1968
"	Basalt	1	1200	6.1	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
"	Diabas	2	1240	11.1	II	bcu	"
"	Pyroxen	1	1300	6.7	II	bc	KOBAYASHI 1968
"	Lamprophyr	1	1395	10.5	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
"	Anorthosit	1	1400	4.35	II	bcu	"
"	Gabbro	1	1410	4.4	II	bcu	"
"	Norit	2	1620	5.65	II	bcu	"
"	Norit	2	1625	7.8	II	bcu	"
"	Basalt	1	1630	8,15	II	bcu	"
"	Norit	33	1700	4.9	II/III	bcu	SCHWARZ et al. 1970
"	Gabbro	1	1705	3.5	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
"	Andesit	1	1740	13.0	II	bcu	"
"	Diorit	1	1800	4.8	II	bcu	"
"	Gabbro	1	1825	5.9	II	bc	KOBAYASHI 1968
"	Diabas	1	1825	3.0	II	bcu	SCHWARZ et al. 1969
"	Diabas	1	2060	0.9	II	bcu	"
"	Diabas	2	2095	8.7	II	bcu	"

Tabelle I zu Abb.40 (Fortsetzung).

1	2	3	4	5	6	7	8
Land	Gestein	N	Alter my	VDM 10^{25} Gcm ³	Meth.	Krit.	A t r
Kanada	Diabas	1	2320	5.2	II	bcu	SCHWARZ et al 1969
"	Diabas	1	2485	13.3	II	bcu	"
"	Amphibolit	1	2485	9.6	II	bc	KOBAYASHI 1968
Süd- afrika	Modipe- Gabbro	4	2700	12.1	III	b	McELHINNY et al. 1968

Lebenslauf.

Christian Schweitzer, geboren am 2.12.1943 in Bärwalde, Neumark, als Sohn des Verlegers Dr. Klaus Schweitzer und seiner Ehefrau Gisela, geb. Schneider.

1950 - 58 Besuch der Volksschule und des neusprachlichen Gymnasiums "Neue Oberschule" in Braunschweig.

1958 - 63 Besuch des Arndt-Gymnasiums in Berlin.

(Abitur 1963)

1963 - 64 Studium der Physik an der Freien Universität in Berlin.

1964 - 66 Studium der Geophysik an der Universität Frankfurt am Main. Oktober 1965 Diplom-Vorprüfung in Geophysik.

1966 - 69 Studium der Geophysik an der Universität München. Juli 1969 Diplom-Hauptprüfung in Geophysik.

1969 - 70 Als Stipendiat der französischen Regierung am Laboratoire d'Electrostatique et de Physique du Métal, CNRS, Grenoble, Frankreich.

Seit Oktober 1970 wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München.

Verheiratet seit 1974.

